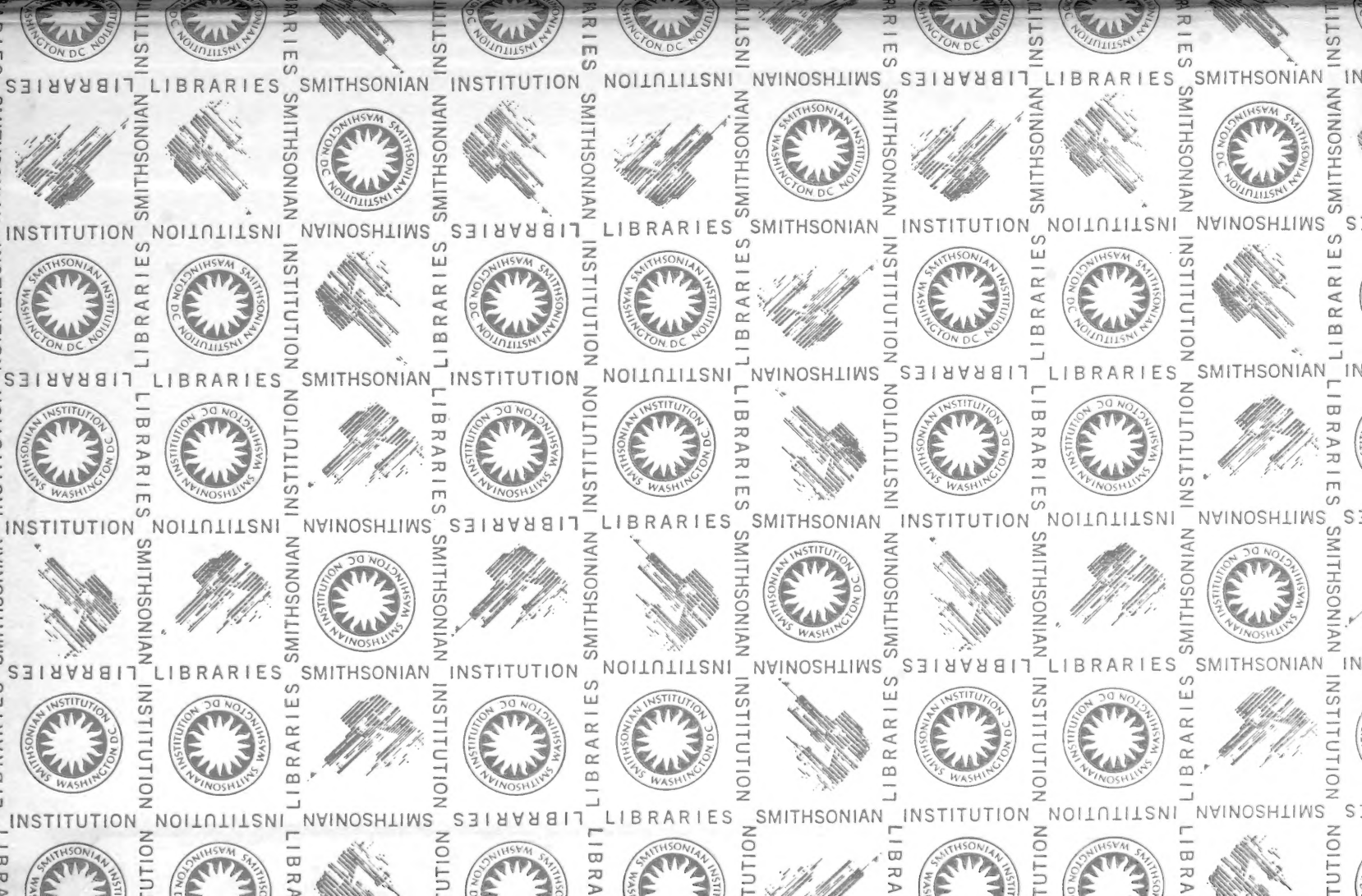
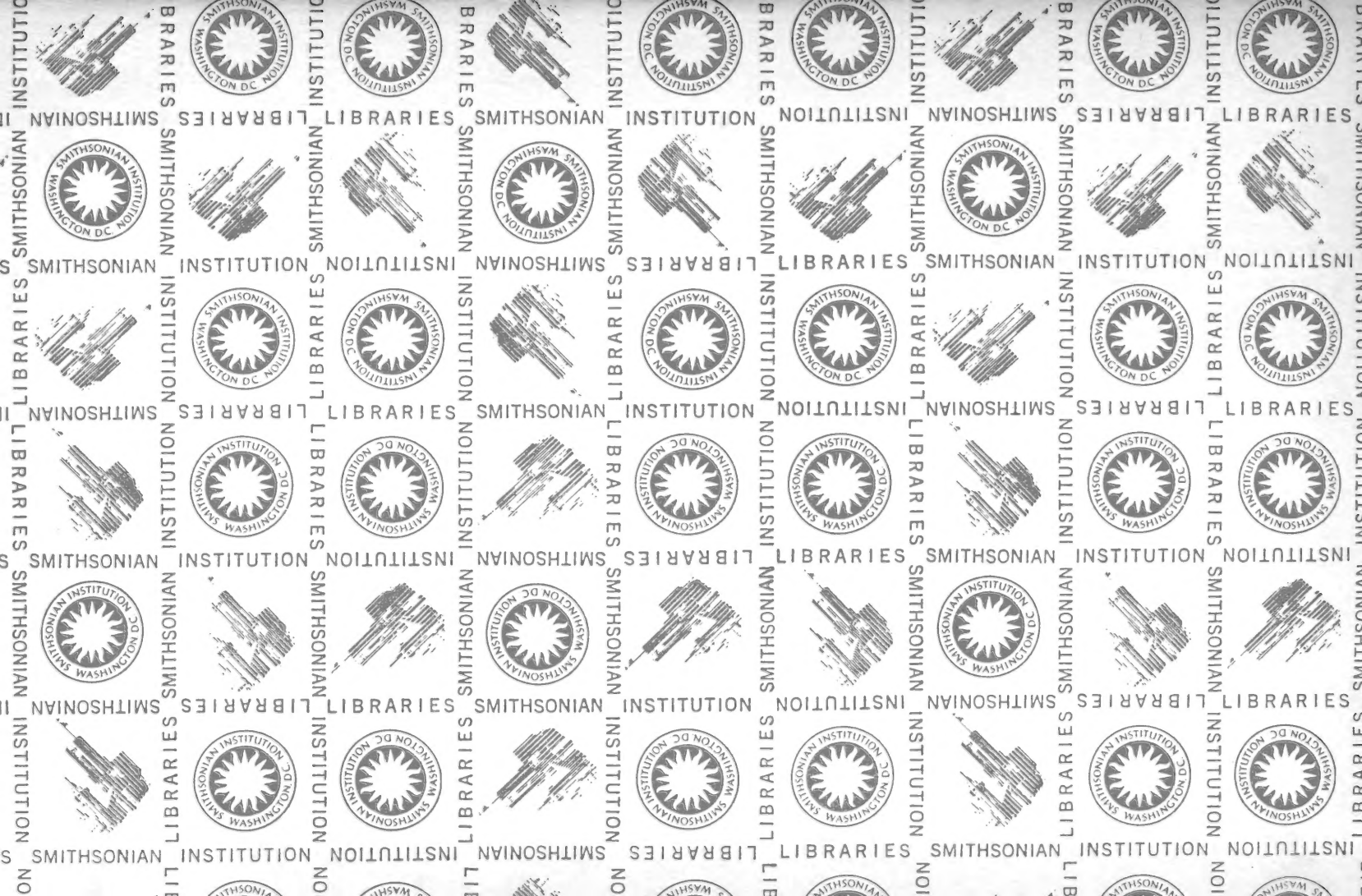

SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES


SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION WASHINGTON DC

M96
SI

Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

HERAUSGEGEBEN VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 8

INHALT

FAHLBUSCH, VOLKER: Neue Eomyidae (Rodentia, Mamm.) aus einer aquitanen Spaltenfüllung von Weißenburg in Bayern (Taf. 14—15) 219
FÖRSTER, REINHARD: *Paranecrocarcinus libanoticus* n. sp. (Decapoda) und die Entwicklung der Calappiden in der Kreide (Taf. 13) 167
HAGN, HERBERT: *Haddonia heissigi* n. sp., ein bemerkenswerter Sandschaler (Foram.) aus dem Obereozän der Bayerischen Kalkalpen (Taf. 1—3) . 3
HAGN, HERBERT; HERM, DIETRICH & KLÖREN, CHRISTOPH: *Erymnaria rauschi* n. sp. (Brach.) aus der Gosau des Untersberg-Vorlandes (Salzburg, Österreich) (Taf. 8—11) 99
HESSE, REINHARD: Schwerminerale aus den Neuburger Bankkalken 305
KRAUS, OLAF & OTT, ERNST: Eine ladinische Riff-Fauna im Dobratsch-Gipfelkalk (Kärnten, Österreich) und Bemerkungen zum Faziesvergleich von Nordalpen und Drauzug (Taf. 17—20) 263
OHMERT, WOLF: Die Coquimbinae, eine neue Unterfamilie der Hemicytheridae (Ostracoda) aus dem Pliozän von Chile 127
OTT, ERNST: Zur Nomenklatur obertriadischer Kalkalgen, besonders der Gattungen *Heteroporella* PRATURLON und *Poikiloporella* PIA (Dasycladaceae) 253
SAHNI, M. R. & KHAN, E.: *Probison dehmi* n. g. n. sp., a Recent Find of an Upper Sivalik Bovid (Taf. 16) 247
SCHAIRER, GERHARD: Neue Funde zu *Ammonites perarmatus mamillanus* QUENSTEDT (Taf. 12) 117
SCHAIRER, GERHARD: Sedimentstrukturen und Fossileinbettung in untertithonischen Kalken von Kelheim in Bayern 291
SCHEIBNER, ERVIN: Contribution to the Knowledge of the Palaeogene Reef-Complexes of the Myjava-Hričov-Haligovka Zone (West Carpathians) (Taf. 4—7) 67
SCHEIBNEROVA, VIERA: On the Discovery of Microfauna in the Opalinus Beds (Klippen Belt, West Carpathians) 51
SCHLICKUM, RICHARD W. & STRAUCH, FRIEDRICH: Der Aussüßungs- und Verlandungsprozeß im Bereich der Brackwassermolasse Niederbayerns . . 327
SPECKMANN, PETER: Holothurien-Sklerite aus der Mittel-Trias der Ostalpen . 197
TRISCHLER, JÜRGEN & WINKLER, HANS: Eine neue unteroligozäne Spaltenfüllung bei Harburg im Ries 323
WOLFF, HANS: Die tiefe Oberkreide (Cenoman — Turon) von Regau im östlichen Wendelstein-Gebiet (Bayerische Alpen) 309
WOLFF, HANS: Neue Ergebnisse der geologisch-paläontologischen Untersuchungen im „Hochbajuvaricum" des östlichen Wendelstein-Gebietes (Bayerische Alpen) 393

MÜNCHEN, 15. Dezember 1968
Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.	8	413 S.	20 Taf.	München, 15. 12. 1968

SMITHSONIAN
AUG 14 1970

Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

HERAUSGEGEBEN VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 8

INHALT

FAHLBUSCH, VOLKER: Neue Eomyidae (Rodentia, Mamm.) aus einer aquitanen Spaltenfüllung von Weißenburg in Bayern (Taf. 14—15) 219

FÖRSTER, REINHARD: *Paranecrocarcinus libanoticus* n. sp. (Decapoda) und die Entwicklung der Calappiden in der Kreide (Taf. 13) 167

HAGN, HERBERT: *Haddonia heissigi* n. sp., ein bemerkenswerter Sandschaler (Foram.) aus dem Obereozän der Bayerischen Kalkalpen (Taf. 1—3) . 3

HAGN, HERBERT; HERM, DIETRICH & KLÖREN, CHRISTOPH: *Erymnaria rauschi* n. sp. (Brach.) aus der Gosau des Untersberg-Vorlandes (Salzburg, Österreich) (Taf. 8—11) 99

HESSE, REINHARD: Schwerminerale aus den Neuburger Bankkalken 305

KRAUS, OLAF & OTT, ERNST: Eine ladinische Riff-Fauna im Dobratsch-Gipfelkalk (Kärnten, Österreich) und Bemerkungen zum Faziesvergleich von Nordalpen und Drauzug (Taf. 17—20) 263

OHMERT, WOLF: Die Coquimbinae, eine neue Unterfamilie der Hemicytheridae (Ostracoda) aus dem Pliozän von Chile 127

OTT, ERNST: Zur Nomenklatur obertriadischer Kalkalgen, besonders der Gattungen *Heteroporella* PRATURLON und *Poikiloporella* PIA (Dasycladaceae) 253

SAHNI, M. R. & KHAN, E.: *Probison dehmi* n. g. n. sp., a Recent Find of an Upper Sivalik Bovid (Taf. 16) 247

SCHAIRER, GERHARD: Neue Funde zu *Ammonites perarmatus mamillanus* QUENSTEDT (Taf. 12) 117

SCHAIRER, GERHARD: Sedimentstrukturen und Fossileinbettung in untertithonischen Kalken von Kelheim in Bayern 291

SCHEIBNER, ERVIN: Contribution to the Knowledge of the Palaeogene Reef-Complexes of the Myjava-Hričov-Haligovka Zone (West Carpathians) (Taf. 4—7) 67

SCHEIBNEROVA, VIERA: On the Discovery of Microfauna in the Opalinus Beds (Klippen Belt, West Carpathians) 51

SCHLICKUM, RICHARD W. & STRAUCH, FRIEDRICH: Der Aussüßungs- und Verlandungsprozeß im Bereich der Brackwassermolasse Niederbayerns . . 327

SPECKMANN, PETER: Holothurien-Sklerite aus der Mittel-Trias der Ostalpen . 197

TRISCHLER, JÜRGEN & WINKLER, HANS: Eine neue unteroligozäne Spaltenfüllung bei Harburg im Ries 323

WOLFF, HANS: Die tiefe Oberkreide (Cenoman — Turon) von Regau im östlichen Wendelstein-Gebiet (Bayerische Alpen) 309

WOLFF, HANS: Neue Ergebnisse der geologisch-paläontologischen Untersuchungen im „Hochbajuvaricum" des östlichen Wendelstein-Gebietes (Bayerische Alpen) 393

MÜNCHEN, 15. Dezember 1968
Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.	8	413 S.	20 Taf.	München, 15. 12. 1968

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 8 | 3—50 | München, 15. 12. 1968

Haddonia heissigi n. sp., ein bemerkenswerter Sandschaler (Foram.) aus dem Obereozän der Bayerischen Kalkalpen

Von Herbert Hagn, München[1])

Mit Taf. 1—3 und 8 Abbildungen im Text

Zusammenfassung

Haddonia heissigi n. sp., ein riesenwüchsiger Sandschaler, tritt im Obereozän des Eisenrichter Steins bei Hallthurm (Becken von Bad Reichenhall, Nördliche Kalkalpen, östliches Oberbayern) massenhaft auf. Ihre nächstverwandte Art ist *H. torresiensis*, die von Chapman (1898) aus rezenten Ablagerungen von N-Australien beschrieben wurde. Diese Spezies kommt im Funafuti-Atoll in großer Häufigkeit vor. Mit *H. heissigi* ist fast immer *Gypsina linearis* (Hanzawa) vergesellschaftet. Die nächste Verwandte dieser kalkschaligen inkrustierenden Foraminifere ist *G. plana* (Carter), die heute ebenfalls im Pazifik lebt. Ferner wurden die Gattungen *Bdelloidina*, *Nubecularia* und *Carpenteria* beobachtet, die gleichfalls am Aufbau rezenter Riffgemeinschaften teilnehmen.

Die neue Art ist durch den Besitz einer deutlich agglutinierten Außenschicht und einer inneren Pseudochitin-Tapete ausgezeichnet, welche durch eine Einlagerung von Kalksalzen verstärkt wird. Beide Schichten sind perforiert. Die Variabilität der Gehäuse ist auf eine Abhängigkeit von ihrem Substrat zurückzuführen.

Haddonia heissigi ist im höheren Mitteleozän und im Obereozän der alpin-mediterranen Faunenprovinz besonders häufig. Ihre unmittelbaren Vorläufer reichen aber mindestens bis ins Obere Paleozän zurück. *H. heissigi* stellt ein charakteristisches Faunenelement der tropischen Flachsee dar.

Ein Vergleich mit mesozoischen Sandschalern aus riffnahen Seichtwasserablagerungen zeigt, daß sich ähnliche Formen bis in die Obere Trias zurückverfolgen lassen. In diesem Zusammenhang wurden die Arten *Acruliammina longa* (Tappan) aus der Unterkreide, *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk aus dem Malm, sowie *Alpinophragmium perforatum* E. Flügel aus dem Nor und Rät eingehend diskutiert. Gleichzeitig wurde gezeigt, daß auch kalzitische krustenförmige Foraminiferen selbst noch in der Oberen Trias nachgewiesen werden können.

Summary

The giant arenaceous Foraminifer *Haddonia heissigi* n. sp. occurs abundantly in Upper Eocene deposits exposed at the Eisenrichter Stein near Hallthurm (Bad Reichenhall Basin, Northern Limestone Alps, eastern part of Upper Bavaria). The next allied species is the recent *H. torresiensis* Chapman (1898) from Northern Australia which is also widely distributed in the Funafuti Atoll (Pacific Ocean). *H. heissigi* is nearly always associated with *Gypsina linearis* (Hanzawa), a calcareous incrusting Foraminifer; its most

[1]) Prof. Dr. H. Hagn, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10/II.

allied species, *Gypsina plana* (CARTER), lives now also in the Pacific. Besides these the genera *Bdelloidina, Nubecularia* and *Carpenteria* are encountered in the Upper Eocene as well as in recent time; they form part of typical reefal life associations.

The main wall of *H. heissigi* is agglutinated and pierced by many straight pores. Under this arenaceous wall there is an inner pseudochitinous layer which is likewise perforated. It contains calcium carbonate. The variability of the tests of this fossil organism depends on the shape and size of its support.

Haddonia heissigi is very common in the upper part of the Middle Eocene and in the Upper Eocene of the alpine-mediterranean faunal province. Its forrunners, however, go back at least into Upper Paleocene. *H. heissigi* is a typical inhabitant of the tropical shallow sea.

It is obvious that some mesozoic arenaceous Foraminifera described from near-reef deposits are very similar to *H. heissigi*. In this connection the species *Acruliammina longa* (TAPPAN) from the Lower Cretaceous, *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK from the Upper Jurassic, and *Alpinophragmium perforatum* E. FLÜGEL from the Norian and Retian stage are extensively discussed. Furthermore it could be shown that also calcitic incrusting Foraminifera can be pursued until the Upper Triassic.

Inhalt

A. Vorwort 4
B. Zur Geologie des Eisenrichter Steins 6
C. Beschreibung von *Haddonia heissigi* n. sp. 11
1. Aufbau und Gestalt der Gehäuse 13
2. Die Form der Kammern, Septen und der Mündung 16
3. Der Feinbau der Gehäusewand 17
D. Vergleich mit verwandten Gattungen und Arten 20
1. *Haddonia cubensis* CUSHMAN & BERMUDEZ 20
2. *Haddonia torresiensis* CHAPMAN 20
3. *Haddonia minor* CHAPMAN 22
4. *Placopsilina, Manorella* und *Bdelloidina* 25
5. *Acruliammina longa* (TAPPAN) 26
6. *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK 28
7. *Alpinophragmium perforatum* E. FLÜGEL 30
8. *„Haplophragmium" tuba* GÜMBEL 32
E. Zur Vertikalverbreitung von *Haddonia heissigi* n. sp. 33
1. Begleitfauna und -flora am Eisenrichter Stein 33
2. Weitere Vorkommen von *Haddonia heissigi* n. sp. 36
F. Ökologische Aussagen 40
G. Literaturverzeichnis 45

A. Vorwort

Auf einer Studentenexkursion, die der Verfasser am 16. 7. 1966 in die Berchtesgadener Alpen führte, entdeckte Herr Dipl.-Geol. K. HEISSIG in einem aufgelassenen Steinbruch am Nordostabfall des Eisenrichter Steins an der Straße Bad Reichenhall — Berchtesgaden S Hallthurm ein Massenvorkommen riesenwüchsiger sandschaliger Foraminiferen. In Dünnschliffen, welche von diesem Material angefertigt wurden, konnten zahlreiche Gehäuse der Gattung *Haddonia* erkannt werden. Da dieses Genus hiermit zum erstenmal in Europa nachgewiesen war, wurden in der Folgezeit weitere Gesteinsproben von der genannten Fund-

stelle aufgesammelt[1a]). Ein Besuch des erwähnten Aufschlusses am 5. 9. 1966 zusammen mit den Herren Dr. D. Herm, Dr. h. c. O. Hölzl und Dr. P. Wellnhofer erwies sich ebenso ergiebig als eine weitere Begehung mit Studierenden des Instituts für Paläontologie und historische Geologie am 21. 5. 1967 (»Pfingstexkursion«) unter Leitung von Herrn Prof. Dr. R. Dehm. Zuletzt hatte der Verfasser am 29. 4. 1968 Gelegenheit, gemeinsam mit seinem Freund, Herrn Dr. D. Herm, nicht nur im alten Steinbruch ergänzende Schleifproben zu entnehmen, sondern auch alle anderen Aufschlüsse im Bereich des Eisenrichter Steins auf mögliche spätere Studien zu untersuchen.

Es ist dem Verfasser eine angenehme Pflicht, Herrn Prof. Dr. R. Dehm, dem Vorstand des Instituts für Paläontologie und historische Geologie der Universität München, für die Aufnahme der vorliegenden Arbeit in die von ihm herausgegebenen »Mitteilungen« ergebenst zu danken. Insbesondere sei auch das Wohlwollen vermerkt, das er den Arbeiten des Verfassers seit jeher entgegenbrachte.

Herr Dr. D. Herm, der den Eisenrichter Stein im Rahmen einer Diplomarbeit (1957 Ms.) näher untersuchte, trug wesentlich zum Gelingen dieser Veröffentlichung bei. Er bereicherte sie nicht nur durch zahlreiche Diskussionen am Schreibtisch und im Gelände, sondern auch durch die Anfertigung einer Aufschlußskizze (Abb. 2). Für alle seine Bemühungen sei ihm herzlichst gedankt.

Die topographische Übersichtskarte (Abb. 1) sowie die Zeichnungen für die Abb. 3—8 steuerte Herr Dr. W. Ohmert bei. Außerdem war er bei den photographischen Aufnahmen zu den Taf. 1—3 behilflich. Dafür gebührt ihm aufrichtiger Dank.

Für seine Mithilfe bei der Aufsammlung von fossilführenden Gesteinsproben vom Eisenrichter Stein ist der Verfasser Herrn Dr. U. Pflaumann sehr dankbar. Desgleichen schuldet er Herrn Dr. E. Ott großen Dank für die Überlassung von Geröllen und Geschieben aus quartären Ablagerungen, welche im Dünnschliff ebenfalls Gehäuse der Gattung *Haddonia* erkennen ließen. Ferner ist er Herrn Dr. E. Scheibner, Bratislava, derzeit München, für zahlreiche Diskussionsbemerkungen über Riffgesteine der Westkarpaten zu Dank verpflichtet (vgl. hierzu seine Arbeit in diesem Heft, S. 67 usf.).

Vergleichsmaterial von verwandten oder zumindest ähnlichen Gattungen stellten mehrere Kollegen zur Verfügung. So überließ Herr Prof. Dr. P. Brönnimann, Genf, dem Verfasser zahlreiche Gehäuse von *Acruliammina longa* (Tappan) aus der Unterkreide der weiteren Umgebung von Genf. Herr Dr. F. Cati, Bologna, sandte Autotopohylen zu *Lituosepta recoarensis* Cati aus dem Lias des Vicentins (NE-Italien). Seinem Freund, Herrn Dr. h. c. O. Hölzl, Hausham, verdankt der Verfasser ein Gesteinsstück mit *Alpinophragmium* cf. *perforatum* E. Flügel aus dem Rät der Kotalm am Wendelstein (Bayerische Alpen). Herr Dr. W. Resch, Innsbruck, hatte die Freundlichkeit, zwei Originalschliffe mit *Labyrinthina mirabi-*

[1a]) Nach Abschluß des Manuskripts erhielt der Verfasser Kenntnis von einer Publikation, in der *Haddonia cubensis* Cushman & Bermudez aus dem Obereozän von Ungarn beschrieben wurde (Vitális-Zilahy 1967, S. 401, Taf. 5, Bild 7).

lis Weynschenk aus dem Oberen Jura des Sonnwend-Gebirges (Nord-Tirol) zugänglich zu machen; für die Erlaubnis, Einblick in sein Belegmaterial nehmen zu dürfen, ist Herrn Dr. R. Weynschenk, Innsbruck, verbindlichst zu danken. Kurz vor Abschluß des Manuskripts übermittelte Herr Dr. J. Hofker Sr., Den Haag, noch einige Gehäuse der Gattungen *Placopsilina* und *Bdelloidina* aus rezenten Ablagerungen von Java. Allen Genannten sei für ihre Unterstützung der herzlichste Dank ausgesprochen.

Die Dünnschliffe sowie die Folienabzüge fertigte in gewohnt guter Qualität Herr Oberpräparator H. Mertel, die Abzüge von den Silbereosinplatten Herr F. Schwarz an. Beiden dankt der Verfasser gleichfalls für ihre wertvolle Mitarbeit.

Das gesamte Belegmaterial zur vorliegenden Arbeit wird unter den Nummern G 922—953 a/68, G 967—982 a/68, G 1002 a/68 und 555—556 b/68 (Dünnschliffe), A 169—178 a/68 (Folienabzüge), A 179 a/68 (Riesenschliff) sowie E 1177—1180 GF (anpolierte Handstücke, isoliertes bzw. angewittertes Material) in der Mikropaläontologischen Abteilung der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, 8000 München 2, Richard-Wagner-Straße 10/II, aufbewahrt.

B. Zur Geologie des Eisenrichter Steins

Wie bereits erwähnt, stammen die fossilreichen Gesteinsproben aus einem alten Steinbruch am NE-Rand des Eisenrichter Steins (Abb. 1). Das Vorkommen liegt auf dem Blatt 8343 Berchtesgaden West der topographischen Karte

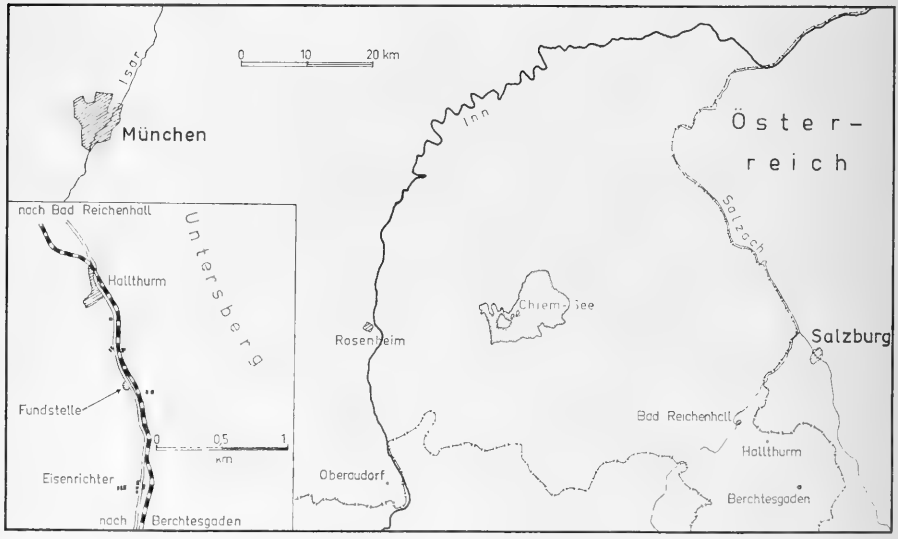


Abb. 1: Topographische Übersichtskizze.

von Bayern 1 : 25 000 (h: 52 84410, r: 45 70400). Die Kalkbank, welche das Hauptvorkommen der neuen Art birgt, ist ca. 20 cm mächtig; der Aufschluß befindet sich im SE-Teil des Bruchs. Die Fossilschicht streicht 170° und fällt mit 80° nach E ein. Eine Vorstellung von den Lagerungsverhältnissen vermittelt Abb. 2.

Das Muttergestein ist ein hellgrauer, stellenweise dunkelgefleckter Fossilschuttkalk, der zahlreiche Drucksuturen erkennen läßt. Beim Anschlagen erweist es sich als ziemlich zäh und zeigt einen splittrigen Bruch. Nur ganz selten ist die Oberfläche feinspätig ausgebildet, nämlich dann, wenn Echinodermenreste angetroffen werden. Infolge ihrer Größe, ihrer Häufigkeit und der meist schwärzlichen Färbung der Innenschicht können die Gehäuse der Gattung *Haddonia* schon mit unbewaffnetem Auge wahrgenommen werden. Sie sind offensichtlich nesterartig angereichert. Bei der letzten Begehung des Eisenrichter Steins am 29. 4. 1968 konnte allerdings festgestellt werden, daß die Haddonien nicht auf diese Bank beschränkt sind, sondern auch in allen übrigen Aufschlüssen des untersuchten Gebiets auftreten (vgl. hierzu S. 42).

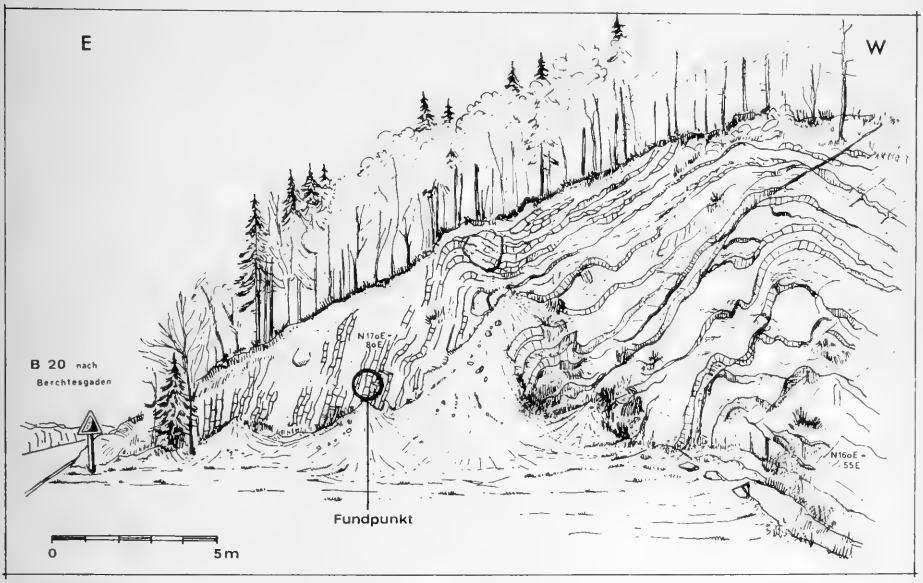


Abb. 2: Aufschlußskizze des aufgelassenen Steinbruchs am Eisenrichter Stein bei Hallthurm.

Da schlämmbare Lagen so gut wie fehlen, können die Gehäuse von *Haddonia* fast nur im Dünnschliff untersucht werden. Immerhin konnte wenigstens ein Handstück mit einem angewitterten Individuum aufgesammelt werden (vgl. hierzu S. 11). Desgleichen wurden von Herrn Dr. U. Pflaumann am 21. 5. 1967 einige isolierte Kammern aus einer tonigen Schichtfläche zwischen zwei Kalkbänken ge-

borgen. Dadurch ermutigt versuchte der Verfasser, auf angewitterten Oberflächen von Korallenkalken, welche der Sammlung K. Rausch, Bad Reichenhall (nunmehr in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie), entstammen, Gehäuse der Gattung *Haddonia* zu entdecken. Leider war dieses Bemühen erfolglos. Es konnten keine entsprechenden Bewüchse beobachtet werden.

Im Dünnschliff erweist sich die Grundmasse des Haddonien-Gesteins als kalzitisch. In den meisten Fällen zeigt sie ein sehr feines Korn und eine pelitische Trübung; nur stellenweise ist sie klar und »sparitisch«. Resedimentationserscheinungen sind häufig. Quarz tritt nur sehr vereinzelt auf; Glimmerplättchen und Glaukonit wurden überhaupt nicht festgestellt. Unter dem Mikroskop fallen wiederholt eckige bis abgerundete Karbonatkörner verschiedener Größe auf, die in sich wieder struiert sind; es handelt sich daher um Kristallaggregate. Ein Färbetest mit Alizarin-S erbrachte den Beweis, daß kein Dolomit vorliegt. Damit können dolomitische Neubildungen, wie sie in mittel- und obereozänen Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen so überaus häufig sind (Hagn & Wellnhofer 1967, S. 211, 241—242), bei der Betrachtung der Genese ausgeschlossen werden. Man hat es vielmehr mit umkristallisiertem Fossilschutt zu tun, dessen Ausmaße von kleinsten Bröckchen bis zu ansehnlichen Bruchstücken reichen. Nicht selten zeigen die Bioklastika noch ihre ursprünglichen, manchmal bizarren Umrisse. Ein Großteil der Biogene ist auf Korallen und andere Angehörige der Coelenterata zurückzuführen, deren Aragonit-Skelette offenbar sehr rasch zerrieben wurden. Als weitere Lieferanten kommen Gastropoden sowie die Gruppe der Homomyarier innerhalb der Lamellibranchiaten, also ebenfalls Aragonitschaler, in Frage. Insgesamt kann gesagt werden, daß das Schliffbild durch die regellose Einlagerung des Fossilschutts ziemlich unruhig wirkt; auf seine Zusammensetzung wird in einem späteren Kapitel dieser Arbeit noch ausführlicher zurückzukommen sein (S. 33). Ergänzend sei lediglich noch vermerkt, daß der spröde Kalk häufig von Rupturen verschiedener Breite durchsetzt wird, welche nachträglich mit klarem Kalzit ausgeheilt wurden. —

Ein Blick in das einschlägige Schrifttum zeigt, daß die Aufschlüsse am Eisenrichter Stein schon seit mehr als hundert Jahren bekannt sind. Sie wurden in der Literatur nicht selten angeführt, wenn auch häufig nur am Rande oder im Zusammenhang mit tektonischen Überlegungen. Vor allem die zahlreichen Korallenfunde reizten immer wieder zu paläontologischen und stratigraphischen Vergleichen. Um die Bedeutung des Eisenrichter Steins für die vorliegende Arbeit voll würdigen zu können, sei daher zunächst ein kurzer historischer Überblick gegeben.

Gümbel (1861, S. 651) erwähnte zuerst die Nummulitenschichten am Untersberg mit folgenden Worten: „Hier ziehen sie sich neben der Strasse zwischen Hallthurm und Eisenrichter, durch mehrere Steinbrüche aufgedeckt und von der Strasse an einer Stelle durchbrochen, auf eine ansehnliche Strecke am Fusse des Lattengebirges hin." Er resümierte ferner: „Die bisherigen Petrefaktenfunde sind jedoch nicht zureichend, um sicher zu bestimmen, ob bloss die obere Gruppe der Nummulitenbildung (Reiterschichten) hier vertreten

ist, oder ob zugleich auch, wie wahrscheinlich, die tiefere Schichtenreihe mit veränderter Gesteinsbeschaffenheit an der Zusammensetzung sich beteiligt."

Fuchs (1874, S. 132—134) ging einige Jahre später ebenfalls auf die eozänen Gesteine der Umgebung von Reichenhall ein. Er vermerkte, daß ein „röthlichgrauer Kalkstein mit Korallen und Nummuliten" hinsichtlich Gestein und Fauna mit dem Vorkommen von Roncà im Vicentin übereinstimme.

Reis (1889, S. 94) kam bei der Bearbeitung der Korallen von Reit i. Winkl zu dem Ergebnis, daß die Fauna des Eisenrichter Steins mit derjenigen von Häring und der genannten Lokalität identisch sei. Er stufte sie in das Oligozän ein.

v. Gümbel (1889, S. 173) äußerte sich noch im selben Jahr in ähnlicher Weise. Die Schichten von Hallthurm seien mit den Ablagerungen von Reit i. Winkl vergleichbar, denen ein unteroligozänes Alter zukomme (l. c., S. 175).

v. Gümbel (1894, S. 243) vertrat in seiner „Geologie von Bayern" abermals die Ansicht, daß die „Kalke des Hallthurms" im Hinblick auf die aufgefundenen Korallenreste in das Unteroligozän zu stellen seien. Da die Cnidarier nach O. M. Reis denjenigen von Reit i. Winkl entsprächen, „dürfte die Gleichalterigkeit der Hallthurmer Schichten mit denen von Reit im Winkl kaum in Zweifel zu ziehen sein" (l. c., S. 244).

Oppenheim (1896, Tab. nach S. 152) hielt den „Unteren Kalk von Reichenhall" für eine Vertretung des „Parisien Mayer", d. h. des Mitteleozäns. Dieser sei ferner dem Kalk von Roncà im Vicentin gleichzusetzen (vgl. hierzu S. 142—143).

Oppenheim (1900—1901, S. 300) war der Meinung, die Fauna von Häring weise zusammen mit den Artenvergesellschaftungen von Reit i. Winkl und Häring auf ein tongrisches Alter hin. Sie seien somit jünger als die Schichten von Priabona in Oberitalien. Er betonte insbesondere die Ähnlichkeit mit den Faunen von „Laverda, Sangonini und Gomberto".

Deninger (1901, S. 223) machte die Bemerkung: „Irgend welche engere Beziehungen zur oligocänen Molasse können jedenfalls dem Becken von Reichenhall zugesprochen werden".

Haug (1906, S. 419) nannte die Ablagerungen von Hallthurm „couches bartoniennes".

Heim (1908, S. 300, Fußn. 1) verglich die Kalke von Hallthurm mit den Lithothamnienkalken der Pilatusschichten im Thunerseegebiet und der westlichen Schweizeralpen. Er schrieb: „Ich betrachte sie als Lutétien".

Boussac (1912, S. 577—579) berichtete über einen Besuch der Fundstelle der „calcaires de Hallthurm" mit seinen Begleitern E. Haug und Arn. Heim. Er war wohl der erste, der Dünnschliffe von den „zoogenen" Kalken untersuchte. Er fand in ihnen Milioliden, „Orthophragminen" (= *Discocyclina* späterer Autoren), Korallen, Bryozoen und Lithothamnien. Das Auftreten von *Nummulites fabianii* (Prever) bewog ihn, für Gestein und Fauna ein Priabon-Alter anzunehmen.

Lebling (1912, S. 66) befaßte sich in seiner Arbeit über das Lattengebirge auch mit dem Eozän-Vorkommen von Hallthurm. Er deutete die Korallenkalke als zeitliche Äquivalente der Schichten von Mattsee und vom Kressenberg. Er bemerkte: „Es handelt sich ... vermutlich um Mitteleocän". Außerdem sah er in ihnen „eine Ablagerung in seichtem Meer".

Schlosser (1923, S. 256—257, 286—287) erkannte deutliche Unterschiede in den Korallenfaunen von Hallthurm und Reit i. Winkl. An eine Gleichaltrigkeit könne keinesfalls gedacht werden. Er führte den Beweis, daß im Becken von Reichenhall keine oligozänen Sedimente vorhanden seien. Es lägen ausschließlich priabone Ablagerungen vor. Er fügte noch hinzu, daß „bei Hallthurm während des Obereocäns zweifellos ein typisches Riff existierte" (l. c., S. 288).

Schlosser (1925) gebührt das Verdienst, die Fauna von Hallthurm eingehend untersucht zu haben. Im paläontologischen Teil seiner Arbeit (l. c., S. 5 usf.) ist die Beschreibung zahlreicher Arten enthalten. Auf Taf. 7 bildete er einige Mollusken von Hallthurm

ab. In einem späteren Abschnitt (l. c., S. 49) erörterte SCHLOSSER noch einmal die Fauna der Kalke von Hallthurm. Während Korallen die Oberhand behielten, sei die Begleitfauna (Lamellibranchiaten und Gastropoden) ausgesprochen spärlich. Es handle sich um Ablagerungen des Priabons. Am Eisenrichter Stein sei ein „echtes Korallenriff" ausgebildet; man könne von einer „zweifellose(n) Seichtwasserbildung" sprechen.

AMPFERER (1927, S. 226—228) diskutierte die Aufschlüsse am Eisenrichter Stein im Zusammenhang mit tektonischen Fragestellungen. In der Legende zu Abb. 17 bezeichnete er die Gesteine als mitteleozänen Korallenkalk.

BODEN (1930, S. 391) berücksichtigte in seinem „Geologischen Wanderbuch für die Bayerischen Alpen" auch das Eozän-Vorkommen am Eisenrichter Stein. In den priabonen Sedimenten könnten Korallen, Gastropoden, Lamellibranchiaten, Nummuliten und Lithothamnien gefunden werden.

SCHLAGER (1930, S. 253) zog, ebenfalls wie AMPFERER, den Eisenrichter Stein in den Kreis seiner tektonischen Betrachtungen mit ein. Allerdings gelangte er, im Gegensatz zu dem genannten Autor, zu der Überzeugung, daß ein tertiärer Einschub des Untersberges abzulehnen sei.

HERM (1957 Ms.) lieferte im Rahmen einer Diplomarbeit eine ausführliche Beschreibung des Eisenrichter Steins. An der Basis sind Konglomerate aufgeschlossen. Darüber folgen Nummuliten-Kalksandsteine und Ablagerungen mit Megafossilien. Das Hangende bildet ein Riffkalk, der aus Korallen und Lithothamnien aufgebaut wird. Der Steinbruch auf der Nordseite entblößt einen dunklen, grauen, bituminösen Kalk, der als Bildung des Riffrandes aufzufassen sei. Der Schuttkalk schließt zahlreiche Korallenbruchstücke und Lithothamnienknollen ein. HERM folgerte, man habe es mit dem jüngsten Schichtglied der Obereozän-Sedimente im Hallthurmer Bereich zu tun.

v. HILLEBRANDT (1962, S. 352) bestätigte die Angaben HERM's bezüglich der Schichtfolge des Eisenrichter Steins. Da die Kalksandsteine im Liegenden des Riffklotzes durch das Auftreten von *Nummulites fabianii* (PREVER) ausgezeichnet sind, seien sie dem Led zuzuordnen. Er stellte ergänzend fest: „Da das Riff lithologisch mit keinem anderen Gestein der übrigen Eozänserien verglichen werden kann, ist eine Korrelation mit den Normalprofilen sehr schwierig."

HAGN (1967, S. 290) konnte nachtragen, daß in den obereozänen Ablagerungen des Eisenrichter Steins eine neue Art der sandschaligen Foraminiferen-Gattung *Haddonia* auftritt (vgl. hierzu HAGN & WELLNHOFER 1967, S. 241—242).

HAGN & WELLNHOFER (1967, S. 227) entdeckten am Eisenrichter Stein Gehäuse von *Gypsina linearis* (HANZAWA), einer inkrustierenden Foraminifere, die einen Durchmesser bis zu 15 mm aufweisen.

Aus alledem erhellt, daß die bisherigen Einstufungen der Schichten des Eisenrichter Steins vom Mitteleozän bis zum Unteroligozän reichen. Es konnte ferner gezeigt werden, daß mit der genannten Fundstelle einige recht bekannte Namen verknüpft sind, wie z. B. v. GÜMBEL, O. M. REIS, OPPENHEIM, HAUG, ARN. HEIM, BOUSSAC, LEBLING, SCHLOSSER, AMPFERER, BODEN und SCHLAGER. Es wird die Aufgabe der vorliegenden Arbeit sein, neben der Beschreibung der neuen Haddonien-Art auch eine Altersbestimmung der Fundschicht mit Hilfe moderner mikropaläontologischer Arbeitsmethoden zu geben.

Abschließend sei noch darauf aufmerksam gemacht, daß eozäne Riffe im Bereich der Bayerischen Kalkalpen und ihres Vorlandes außerordentlich selten sind. Dem einzigen Riff im Kalkalpin steht lediglich ein weiteres im Helvetikum des Kirchbergs bei Neubeuern am Inn gegenüber (HAGN 1954, S. 60—61, 79). Auch an dieser Lokalität konnte die Gattung *Haddonia* inzwischen nachgewiesen werden (vgl. hierzu S. 36). Es ist daher geplant, die beiden Vorkommen zusammen

mit den Herren Dr. D. Herm und Dr. E. Ott in einer späteren Veröffentlichung auf ihre Gesteinsbeschaffenheit, auf ihre Fauna und Flora und damit auf ihre Genese zu untersuchen.

C. Beschreibung von *Haddonia heissigi* n. sp.

Ordnung: Foraminiferida Eichwald, 1830
Unterordnung: Textulariina Delage & Hérouard, 1896
Überfamilie: Lituolacea De Blainville, 1825
Familie: Lituolidae De Blainville, 1825
Unterfamilie: Placopsilininae Rhumbler, 1913
Gattung: *Haddonia* Chapman, 1898
Art: *Haddonia heissigi* n. sp.
(Taf. 1, Bild 1, 3—4; Taf. 2, Bild 1—3; Taf. 3, Bild 1—2; Abb. 3—7)

Namengebung: Zu Ehren des Entdeckers der neuen Art, Herrn Dipl.-Geol. K. Heissig, München.

Holotypus: Slg. München Prot. 2949 (Abb. 3).

Paratypen: Slg. München Prot. 2950—2960 (übrige Abbildungen). Es wurden nur die abgebildeten Gehäuseschnitte in den Rang von Paratypen erhoben. Das überreiche Material machte es unmöglich, jedes Gehäuse bzw. jedes Gehäusebruchstück mit einer Nummer zu versehen.

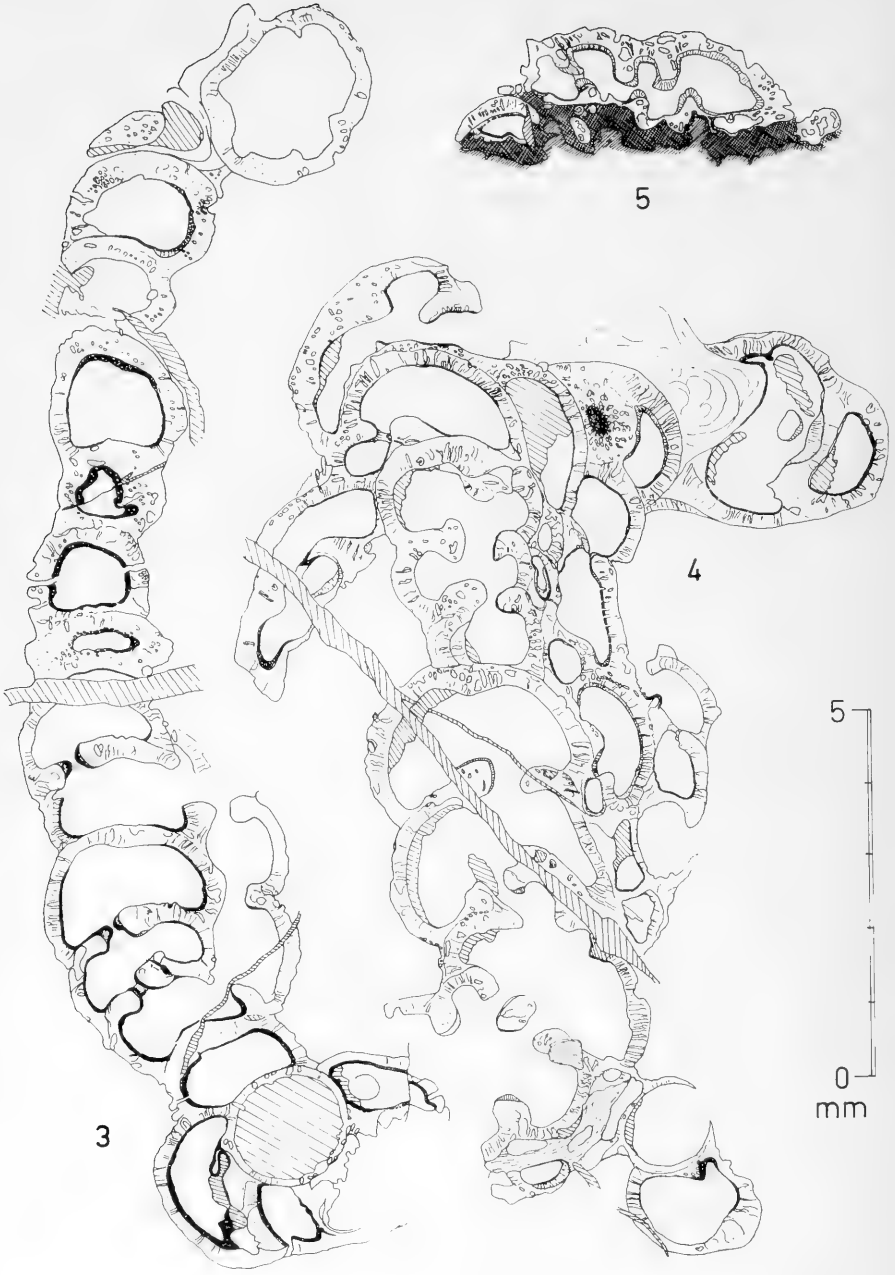
Locus typicus: Aufgelassener Steinbruch am NE-Abfall des Eisenrichter Steins bei Hallthurm (vgl. hierzu S. 7).

Stratum typicum: Obereozän.

Material: In den Dünnschliffen und Folienabzügen G 922—953 a/68, G 967—982 a/68, G 1002 a/68, 555—556 b/68 und A 169—179 a/68 wurden so zahlreiche Gehäuseschnitte festgestellt, daß auf eine Zählung verzichtet wurde. Zum Belegmaterial der vorliegenden Arbeit gehören ferner zwei anpolierte Handstücke (E 1177—1178 GF), ein Handstück mit einem angewitterten Gehäuse (E 1180 GF) sowie einige wenige isolierte, angewitterte Kammern (E 1179 GF).

Diagnose: Eine neue Art der Gattung *Haddonia* mit folgenden Besonderheiten: Gehäuse riesenwüchsig, bis 22 mm lang, manchmal mit spiralem Anfangsteil, Kammern im adulten Stadium uniserial angeordnet, selten Verzweigungen bildend, durch Überwachsung früherer ontogenetischer Stadien zum klumpenförmigen Wachstum neigend. Sessil bis libero-sessil. Infolge Abhängigkeit vom Substrat Wuchsformen sehr veränderlich. Unter der agglutinierten, deutlich perforierten Gehäusewand befindet sich eine ebenfalls durchbohrte Pseudochitintapete.

Bezüglich der systematischen Stellung der Gattung *Haddonia* vgl. Loeblich & Tappan (1964, S. C 248).


5
4
3
5
0
mm

1. Aufbau und Gestalt der Gehäuse

Das Initialstadium mancher Gehäuse zeigt eine Einrollung der Kammern (z. B. Abb. 3). Da die frühontogenetischen Gehäuseabschnitte im Dünnschliff nur ausnahmsweise angetroffen werden, ist nicht sicher, ob durchwegs eine planispirale Anordnung der Kammern vorliegt oder ob auch mit einem schwach trochospiralen bis unregelmäßigen Bau des Juvenariums gerechnet werden muß. Desgleichen bleibt die Frage offen, ob alle Gehäuse einen eingerollten Anfangsteil besitzen. Fraglich ist auch, ob das Vorhandensein oder Fehlen eines spiralen Stadiums mit dem Auftreten von Generationsformen in Verbindung gebracht werden darf (vgl. hierzu S. 16).

In den Dünnschliffen überwiegen bei weitem Gehäuse, welche aus zahlreichen uniserial angeordneten Kammern aufgebaut werden. Sie sind meist nicht geradegestreckt, sondern häufig unregelmäßig gebogen. Daher verschwinden sie nicht selten unvermittelt aus dem Schliffbild.

Gelegentlich beobachtet man eine Verzweigung der Gehäuse, doch ist dieses Merkmal offenbar von untergeordneter Bedeutung.

Hin und wieder gewinnt man den Eindruck, als seien manche Gehäuse biserial struiert (Taf. 1, Bild 4; Abb. 6). Diese Erscheinung kommt allerdings dadurch zustande, daß das jeweilige Gehäuse seine Wachstumsrichtung geändert und seine früheren Wachstumsstadien als Substrat benützt hat. An der Verwachsungsgrenze beobachtet man in der Regel eine feine Sutur. Da die Wachstumsrichtung durch die konvexe Biegung der Septen angezeigt wird, kann die einzeilige Anordnung der Kammern auch bei scheinbar biserialen Gehäusen eindeutig erkannt werden (z. B. Abb. 6).

Durch ein mehrfaches Überwachsen älterer Gehäuseteile entstanden klumpenförmige oder knäuelige Gehäuse, die auf den ersten Blick nur schwer zu erklären sind (Abb. 4). Kommen noch Verzweigungen hinzu, so hat man es mit sehr komplizierten Gebilden zu tun. Man beobachtet ferner, daß auch andere Individuen, wenigstens teilweise, überrindet wurden. Auch bei der Deutung dieser Verwachsungsformen hilft die Ermittlung der Wachstumsrichtung weiter. Immerhin kann gesagt werden, daß diese zwei- und mehrstöckigen Gehäuse nicht primär knäuelig, d. h. acervulin, aufgebaut sind, sondern einem Übereinanderwachsen verschieden alter Gehäuseteile ihre Entstehung verdanken.

Abb. 3: *Haddonia heissigi* n. sp., Holotypus. Slg. München Prot. 2949. Längsschnitt eines riesenwüchsigen Gehäuses. Die kalziterfüllten Partien sind schräg schraffiert, die peliterfüllten weißgelassen. Die rundliche Kammer innerhalb des Juvenariums ist als Proloculus aufzufassen. Schliff G 938 a/68.

Abb. 4: *Haddonia heissigi* n. sp., Paratypus. Slg. München Prot. 2957. Längsschnitt durch ein knäuelförmiges Gehäuse. Im rechten unteren Bildabschnitt ist ebenfalls eine Anfangskammer angeschnitten. Schliff G 941 a/68.

Abb. 5: *Haddonia heissigi* n. sp., Paratypus. Slg. München Prot. 2958. Längsschnitt durch eine „kriechende Form". Schliff G 976 a/68.

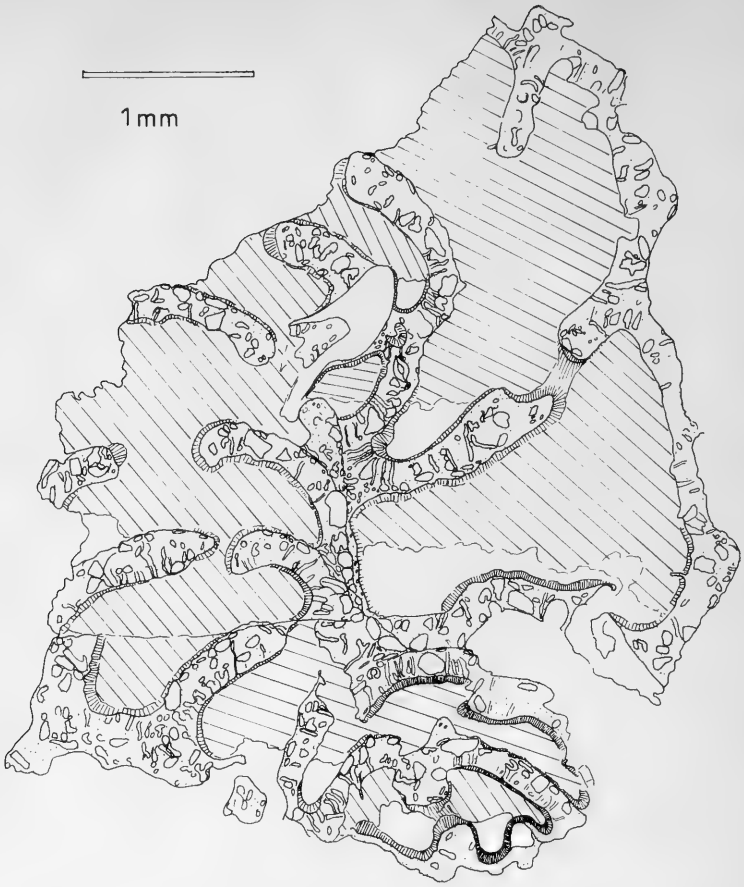


Abb. 6: *Haddonia heissigi* n. sp., Paratypus. Slg. München Prot. 2959. Längsschnitt durch ein Geröllchen eines Gehäuses. Die kalziterfüllten Partien sind schräg schraffiert. Im linken oberen Teil ist die Gehäusewand einschließlich eines Teiles der Kalzitfüllung abgeschliffen. Im unteren Drittel verläuft eine feine Sutur, welche auf eine postmortale Beschädigung des Gehäuses hindeutet. Schliff G 969 a/68.

Daraus geht hervor, daß die Wuchsformen von *Haddonia heissigi* außerordentlich variabel sind. Es konnten daher nur die wichtigsten Habitus-Typen abgebildet werden. Die Anfangsstadien waren zumindest überwiegend an ein Substrat festgeheftet. Sessile Gehäuse sind niedergedrückt; sie »kriechen« sozusagen wie eine Raupe auf ihrer Unterlage (Taf. 1, Bild 1; Abb. 5, 7). Im Verlauf des weiteren Wachstums wurden die Kammern häufig frei, standen aber noch mit ihren festgewachsenen Jugendstadien in Verbindung. Gelegentlich mag es in einem späteren Lebensabschnitt erneut zu einer Berührung mit größeren Fremdkörpern gekommen sein, die als Substrat dienten (vgl. hierzu Abb. 7). Es wurden aber

Abb. 7: *Haddonia heissigi* n. sp., Paratypus. Slg. München Prot. 2960. Längsschnitt durch ein „kriechendes Gehäuse". Die Wachstumsrichtung verläuft von links nach rechts. In der Mitte wird ein Korallenrest umkrustet, der seinerseits von Lithothamnien (im Bild dunkel) bedeckt ist. Die „Wasserwaage" (Kalzit schräg schraffiert, Pelit weiß) zeigt an, daß das Gehäuse nicht in Lebenslage eingebettet wurde. Schliff G 969 a/68.

auch größere Gehäuse beobachtet, welche zeit ihres Lebens ihre Unterlage nie verließen. Hierher gehört ein 22 mm langes Individuum, das in Schliff A 179 a/68 angetroffen wurde. Alle Beobachtungen gestatten somit, die Lebensweise von *Haddonia heissigi* mit E. Flügel (1967, S. 384) als sessil bis libero-sessil zu bezeichnen.

Da isoliertes Material fast nicht zur Verfügung stand und daher die meisten Beobachtungen im Dünnschliff gemacht werden mußten, bleiben noch einige wenige Fragen ungelöst. So ist nicht entschieden, ob alle frühontogenetischen Stadien festgeheftet waren. Es wurde zwar versucht, diese Frage mit Hilfe von Folienabzügen zu klären. Es zeigte sich jedoch, daß das vorliegende Material hierfür zu ungünstig war. Da sich die Gehäusewand von *H. heissigi* von der Matrix nur ungenügend abhebt, konnten keine ausreichenden Befunde erzielt werden. Eine weitere Schwierigkeit bestand darin, daß die Gehäuse der neuen Art während der postmortalen Verfrachtung häufig Beschädigungen erlitten und nicht selten von ihrem Substrat gelöst wurden (vgl. hierzu S. 42). Außerdem ist mit der Möglichkeit zu rechnen, daß einige Haddonien auf Pflanzenresten lebten, die fossil nicht erhaltungsfähig waren (vgl. hierzu Henbest 1958, S. 110). Schließlich ist noch auf den Umstand hinzuweisen, daß der Kontakt eines Gehäuses zu seiner Unterlage nur in bestimmten Schnittlagen sichtbar ist. Man ist daher gezwungen, auch die Tracht der Gehäuse und die Form der Kammern (vgl. hierzu S. 16) heranzuziehen, wenn es gilt, ein freies Wachstum der Kammern nachzuweisen.

Die Mannigfaltigkeit der Gehäuseformen von *H. heissigi* ist zweifellos auf eine weitgehende Abhängigkeit von ihrem Substrat zurückzuführen. Form und Ausdehnung sind wohl die wesentlichsten Faktoren. War die Unterlage zu klein, so entfernten sich die späteren Kammern von ihrer Basis; sie wuchsen entweder in den freien Raum oder überdeckten die früheren Wachstumsstadien. Ähnliche Beobachtungen wurden auch an anderen Gattungen gemacht; auf die Beziehungen zwischen Gehäuseform und Unterlage wiesen u. a. Adams (1962, S. 168),

Arnold (1967 a, S. 628—629; 1967 b, S. 290—291, 301), Brönnimann & Jayet (1968, S. 11), E. Flügel (1967, S. 395) und Hofker (1968, S. 15) hin.

Nicht eindeutig ist die Frage zu entscheiden, ob *Haddonia heissigi* totes oder lebendes Substrat bevorzugte. Vielfach mag eine postmortale Besiedelung von Hartteilen verschiedener Organismen vorliegen (z. B. Abb. 7); man kann daher nicht von einer Epökie im eigentlichen Sinne sprechen. Die Haddonien-Gehäuse sind häufig auf Resten von Coelenteraten festgewachsen; als Unterlage wurden aber auch Discocyclinen und Algenkrusten gewählt. Einen Hinweis auf totes Substrat liefern solche Gehäuse, deren Ventralwand nur aus einem dünnen Pseudochitin-Film besteht, während die agglutinierte eigentliche Gehäusewand nicht ausgebildet ist (vgl. hierzu S. 19). Sie wird in diesem Fall durch das Substrat ersetzt.

Eine andere Erklärung verlangen Gehäuse von *Haddonia heissigi*, welche mit Corallinaceen, Nubecularien und *Gypsina linearis* oftmals komplizierte Verwachsungsformen bilden (vgl. hierzu S. 41). Die wechselvollen Geschicke der einzelnen Organismen lassen nämlich auf einen Kampf ums Dasein, d. h. auf einen Kampf ums Substrat, schließen (vgl. hierzu Hagn & Wellnhofer 1967, S. 223, Taf. 5, Bild 2). Durch die jeweilige Besiedelung wurde wenigstens ein Teil der überwachsenen Algen oder Foraminiferen geschädigt und in ihrer Ausbreitung gehemmt. Sie scheinen dabei nicht gänzlich abgestorben zu sein, da sie sehr bald wieder zum Angriff übergingen, wie die mehrschichtigen Algen-Foraminiferen-Krusten zeigen. Somit ist es wohl nicht angebracht, die geschilderten Vorgänge mit Henbest (1958, S. 108) als Symbiose zu deuten.

Endlich ist noch auf die Größenverhältnisse der neuen Art einzugehen. *H. heissigi* ist eine riesenwüchsige Spezies; das größte bislang beobachtete Gehäuse erreicht eine Länge von 22 mm (Schliff A 179 a/68). Die Länge der meisten Individuen beträgt allerdings kaum mehr als 10 mm. Ihre Breite schwankt gewöhnlich zwischen 2 und 4 mm; knäuelförmige Gehäuse können diese Maße freilich bedeutend überschreiten (Abb. 4). Es ist allerdings zu berücksichtigen, daß die angeführten Meßdaten Mindestmaße sind, da die Gehäuse im Dünnschliff meist nicht in ihrer ganzen Länge beobachtet werden können; es wurde bereits ausgeführt, daß sie nicht selten ihre Wachstumsrichtung änderten, so daß sie sehr rasch aus dem Schliffbild geraten. Außerdem liegen manche Exemplare nur als Bruchstücke vor. Schließlich ist noch der Umstand zu bedenken, daß viele Gehäuse nur in Schrägschnitten angetroffen werden. Aus all diesen Gründen wurde darauf verzichtet, eine Statistik zu erstellen, da sie in Anbetracht der Variabilität der neuen Art kaum zu ihrer Abgrenzung beigetragen hätte.

Abschließend sei noch vermerkt, daß es bis jetzt noch nicht gelungen ist, bei *H. heissigi* megalo- und mikrosphärische Generationsformen auszuscheiden.

2. Die Form der Kammern, Septen und der Mündung

In einigen Gehäuseschnitten beobachtet man im Bereich des Jugendstadiums mehr oder weniger kreisrunde Kammern, die wohl als Proloculi aufzufassen sind (Abb. 3, 4).

Alle späteren Kammern besitzen eine andere Form. Sie sind weniger hoch als breit, doch schwankt das Verhältnis von Höhe zu Breite innerhalb gewisser Grenzen. Die Kammern sind nach außen deutlich gewölbt, die Suturen daher in der Regel merklich eingesenkt. Während die Kammern sessiler Gehäuse

niedergedrückt erscheinen, sind freie Kammern durch einen rundlichen Querschnitt ausgezeichnet. Die äußere Oberfläche ist rauh, die Innenschicht hingegen geglättet (vgl. hierzu S. 20).

Die Septen stellen unregelmäßige, lappenartige Fortsätze der Gehäusewand dar, deren Enden sich mit Ausnahme der jüngeren Wachstumsstadien in der Mitte der Gehäuse nicht berühren. Die Septierung der Kammern ist daher häufig unvollständig. Die Kammerscheidewände machen im Schliff nicht selten einen stummelartigen Eindruck. Da sie fast immer gebogen sind, könnte man sie mit CHAPMAN (1898, S. 454) als „flying buttresses" bezeichnen. Die Wölbung der Septen deutet in die Wachstumsrichtung der Gehäuse. Die distalen Teile der Kammerscheidewände sind meist abgerundet, seltener zugeschärft; manchmal weisen sie auch eine klumpige Verdickung auf. Sie sind bei guter Erhaltung mit lippenartigen Bildungen aus faserigem Kalzit versehen, welche den agglutinierten Septen aufsitzen (Taf. 2, Bild 3; vgl. hierzu S. 19). Dadurch, daß die Lippen zweier gegenüberliegender Kammerscheidewände miteinander verschmelzen können und damit eine Brücke bilden, wird die vollständige Abgrenzung der einzelnen Kammern in vielen Fällen doch noch erreicht (z. B. Taf. 1, Bild 4, linker Teil, oben).

Das Kammerlumen ist frei und unzerteilt; es wird nicht durch radiär verlaufende Sekundärsepten labyrinthisch aufgegliedert. Allerdings sind die Kammerhohlräume infolge des wechselhaften Verlaufs und der meist unvollkommenen Ausbildung der Kammerscheidewände nicht selten unregelmäßig geformt. Eine schwache Andeutung eines labyrinthischen Innenbaus wird ferner dadurch hervorgerufen, daß die Septen häufig als schräggestellte lappen- bzw. blattartige Gebilde in das Kammerlumen hineinragen.

Auf die Ausfüllung der Kammerlumina mit Pelit und Kalzit wird in einem späteren Abschnitt dieser Arbeit (S. 43) eingegangen werden.

Die Mündung ist bei nicht vollständig septierten Gehäusen eine einfache Öffnung, welche von den distalen Septenenden ummantelt wird. In späteren Wachstumsstadien ist sie offenbar als breiter gebogener Schlitz ausgebildet, da in bestimmten Schnittlagen je Septum zwei Durchbrüche beobachtet werden können. Eine criböse Form der Apertur konnte bei *Haddonia heissigi* hingegen nicht festgestellt werden.

3. Der Feinbau der Gehäusewand

Die Gehäusewand von *Haddonia heissigi* wird aus zwei Schichten aufgebaut: die äußere ist agglutiniert, die innere wird durch organische Substanz gebildet, in die Kalksalze eingelagert sind.

Der agglutinierte Teil ist verhältnismäßig dick und stellt die eigentliche Gehäusewand dar (Taf. 2, Bild 1—2). Ihre Mächtigkeit schwankt gewöhnlich zwischen 0,15 und 0,30 mm. Die Grundmasse besteht aus Pelit und Kalk. Darin sind zahlreiche Karbonatkörner eingelagert, welche häufig einen rundlichen Umriß aufweisen[2]). Ihre Größe und Form sind außerordentlich verschieden; neben

[2]) Auf die Bevorzugung gerundeter Kalkkörner beim Aufbau agglutinierter Gehäusewände wiesen u. a. CARTER (1877, S. 201) und HOFKER (1965, S. 30) hin.

feineren Partikelchen trifft man auch größere Stücke an, welche manchmal eine pelitische Trübung erkennen lassen. Ein Färbetest mit Alizarin-S ergab, daß die Karbonatkörner, die in sich wieder struiert sind, auf Kalzit und nicht auf Dolomit zu beziehen sind (vgl. hierzu S. 8). Quarzkörner wurden nur sehr untergeordnet beim Aufbau der Gehäuse verwendet, wie eine Untersuchung im polarisierten Licht zeigte. Weitere Bauelemente sind Jugendformen oder Bruchstücke von Foraminiferen, darunter Milioliden und *Gypsina linearis*, zierliche Schwammnadeln, Spiculae von Coelenteraten, feinster Schalengrus sowie Detritus von Corallinaceen.

Daraus erhellt, daß sich die Gehäusewand von *Haddonia heissigi* in ihrer Zusammensetzung kaum von der des umgebenden Sediments unterscheidet. Dadurch hebt sie sich im Dünnschliff nicht allzu deutlich von der Grundmasse ab (Taf. 1, Bild 1, 3—4). Lediglich die häufig schwärzlich gefärbte Innenschicht schafft einen scharfen Kontrast. *H. heissigi* hat demnach keine Fähigkeit besessen, bestimmte Baustoffe auszulesen und anzureichern; diese Art hat das für den Aufbau ihrer Gehäuse verwendet, was sie am Meeresboden vorfand, nämlich Pelit, Sedimentbröckchen, umkristallisierten Fossilschutt sowie andere Kleinstfossilien. Besonders widerstandsfähig waren die so gebildeten Gehäuse nicht, wie die zahlreichen angetroffenen Bruchstücke beweisen.

In anderen Vorkommen enthält die Gehäusewand von *H. heissigi* anstelle von Kalzit Dolomitkörnchen bzw. -bröckchen, wie ein Alizarin-S-Test an Gehäuseschnitten erkennen ließ, welche in einem Molassegeröll von der Blauen Wand im Traunprofil beobachtet wurden (vgl. hierzu S. 36). In einer weiteren Komponente derselben Herkunft wurde ein Gehäuse angetroffen, welches Geröllchen triadischer Karbonate agglutinierte, deren Durchmesser ein Mehrfaches der Dicke der Gehäusewand beträgt (vgl. hierzu S. 37). Gehäuse von anderen Lokalitäten werden vorwiegend von Quarzkörnern aufgebaut. Manchmal bilden verhältnismäßig grobe Quarz- und Karbonatkörner nahe der Oberfläche eine Art „couche protectrice" im Sinne von Brönnimann & Jayet (1968, S. 14 usf.). Allerdings berühren sich die einzelnen Körner nicht, da sie von einer dünnen Schicht Zements voneinander getrennt werden (vgl. hierzu S. 39). Daraus ist zu schließen, daß die Qualität der agglutinierten Fremdstoffe für die Artfassung innerhalb der Gattung *Haddonia* ohne Bedeutung ist. Im Hinblick auf die angeführten Beispiele wäre man sonst gezwungen, mindestens drei weitere Arten aufzustellen (vgl. hierzu Lindenberg 1967, S. 249).

Die Gehäusewand von *H. heissigi* ist weiterhin durch den Besitz von nicht allzu feinen geradegestreckten Poren ausgezeichnet, welche sich in die organische Innenschicht fortsetzen (Taf. 2, Bild 1—2). Sie sind nicht an allen Stellen deutlich wahrzunehmen, was teils auf ungünstige Schnittlagen, teils auf eine Imprägnation mit Kalzit zurückzuführen ist. Möglicherweise können Poren in bestimmten Gehäuseteilen auch primär fehlen. So sind die Septen in der Regel imperforiert, wenn auch gelegentlich Ausnahmen davon beobachtet wurden.

Sämtliche Befunde weisen darauf hin, daß die Gehäusewand der neuen Art keine alveolenartigen Hohlräume enthält, sondern homogen struiert ist. Man kann sie daher nicht als labyrinthisch bezeichnen. Bei stärkeren Vergrößerungen stellt man zwar manchmal laterale Ausweitungen der Poren fest, doch werden diese Unregelmäßigkeiten meist durch die Anordnung der agglutinierten Fremdkörperchen bedingt.

Bei sessilen Formen wurde manchmal die Beobachtung gemacht, daß die agglutinierte Außenschicht an der Grenze zum Substrat fehlt oder doch stark reduziert ist. Häufig wird das Kammerlumen von der Unterlage des Gehäuses nur durch einen dünnen Film organischer Substanz abgetrennt (vgl. hierzu S. 16). In diesem Fall wird demnach der Boden der Kammern mehr oder weniger vom Substrat selbst gebildet. Derartige Verhältnisse sind nicht ungewöhnlich; in diesem Zusammenhang sei vor allem auf die Arbeiten von HALKYARD (1919, S. 26—27), ADAMS (1962, S. 168) und BRÖNNIMANN & JAYET (1968, S. 19) hingewiesen.

Im Gegensatz dazu kann die agglutinierte Schicht manchmal verdoppelt werden, nämlich dann, wenn die Gehäusewand der jeweils letzten Kammer einen schmalen Ausläufer auf das Septum der vorhergehenden Kammer entsendet. Das liegende und hangende „Stockwerk" einer derartigen Kammerscheidewand wird in diesem Fall durch eine schmale Sutur voneinander abgegrenzt.

Die Innenschicht besteht aus organischer Substanz, in die Kalksalze eingelagert sind. In einigen wenigen Schliffen ist ihre ursprüngliche bräunliche Färbung noch erhalten. Es darf daher angenommen werden, daß Pseudochitin vorliegt (vgl. hierzu LOEBLICH & TAPPAN 1964, S. C 88). In den meisten Fällen ist die Innenschicht jedoch ganz oder teilweise schwärzlich gefärbt; diese Erscheinung wird durch eine Inkohlung der organischen Substanz hervorgerufen (z. B. Taf. 2, Bild 1—2; Taf. 3, Bild 1—2).

Infolge einer Einlagerung von Kalziumkarbonat besitzt die Innenschicht eine feinfaserige Struktur. Wie die MEIGEN'sche Reaktion gezeigt hat, scheidet Aragonit bei der Deutung aus. Man hat es demnach mit Kalzit zu tun. Ihre Dicke kann beträchtlich schwanken; man beobachtet häufig ein An- und Abschwellen des „Kalzitrasens". Ein auffälliges Merkmal ist der Besitz von Poren, welche einen runden Querschnitt aufweisen (Taf. 2, Bild 1—2; Taf. 3, Bild 1—2). Sie sind allerdings nur in solchen Gehäusepartien deutlich sichtbar, welche durch Kohlenstoff pigmentiert sind; bei einer Ausfüllung mit Kalzit können sie gänzlich verschwinden.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß die meist ausgezeichnete Erhaltung der Gehäuse von *Haddonia heissigi* vom Eisenrichter Stein durch den Reichtum des Bodenschlammes an Pelit verursacht wurde. In anderen Vorkommen fehlt die Innenschicht nicht selten (vgl. hierzu S. 38). Allerdings kommen auch in den vorliegenden Fossilschuttkalken Gehäuse vor, bei denen sie sehr geringmächtig erscheint (Taf. 2, Bild 2) oder überhaupt nicht mehr vorhanden ist. Manchmal ist sie nur mehr schattenhaft wahrzunehmen oder sie wurde metasomatisch durch körnigen Kalzit ersetzt.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Innenschicht von *Haddonia heissigi* einer inneren Pseudochitin-Tapete entspricht, wie sie auch von anderen Foraminiferen bekanntgeworden ist (z. B. ARNOLD 1967 b, S. 292, 301; HEDLEY 1962, S. 384; LE CALVEZ 1947, S. 2 usf.; LOEBLICH & TAPPAN 1964, S. C 89; TAUGOURDEAU-LANTZ & POIGNANT 1964, S. 68 usf.).

Eine besondere Ausbildung der Innenschicht stellen lippenartige Gebilde dar,

welche in der Regel den distalen Septenenden aufsitzen. Ihre Form ist sehr mannigfaltig. Meist sind sie abgerundet, seltener zugeschärft. Es handelt sich um Anschwellungen der Pseudochitin-Hülle. Hin und wieder beobachtet man noch ihre ursprüngliche bräunliche Färbung. Die Feinstruktur der Lippen ist ebenfalls faserig; manchmal ist eine minutiöse Schichtung zu erkennen. Poren wurden nur sehr selten festgestellt. Gelegentlich können die Lippen auch fehlen, wobei nicht sicher ist, ob sie primär nicht ausgebildet sind oder nachträglich wieder zerstört wurden. Die Lippen zweier gegenüberliegender Septen stehen häufig nahe beieinander (Taf. 2, Bild 3). Sie können sich aber auch berühren oder sogar miteinander verschmelzen (Taf. 1, Bild 4). Die Aufgabe der Lippen und der Innenschicht ist darin zu erblicken, die rauhe agglutinierte Innenseite der Gehäuse zu glätten, um damit dem Protoplasma keine Hindernisse zu bieten. Derartige Lippen wurden auch von CHAPMAN (1898, S. 454, Taf. 28, Fig. 4) bei der rezenten *H. torresiensis* beschrieben. Desgleichen konnte HOFKER (1967, S. 195, Taf. 20, Bild 8) bei *Gyroidina cochleata* (GÜMBEL) eine Verstärkung der Septen durch hyalines Material beobachten.

D. Vergleich mit verwandten Gattungen und Arten

1. *Haddonia cubensis* CUSHMAN & BERMUDEZ

Es liegt nahe, die vorliegende Art zunächst mit anderen alttertiären Vorkommen zu vergleichen. Bis jetzt ist allerdings nur eine einzige Spezies aus dem Paläogen bekanntgeworden, nämlich *H. cubensis* CUSHMAN & BERMUDEZ. Die beiden Autoren entdeckten diese Art im Eozän der Matangas-Provinz, Kuba (1937, S. 107—108, Taf. 16, Bild 8—9). *H. cubensis* unterscheidet sich von *H. heissigi* eindeutig durch ihre geringere Größe (3,5 mm gegenüber maximal 22 mm). Beide Arten können somit nicht miteinander vereinigt werden. Es sei allerdings bemerkt, daß *H. cubensis* bislang noch nicht in allen Einzelheiten beschrieben worden ist; vor allem wären Angaben über die inneren Merkmale sehr erwünscht.

2. *Haddonia torresiensis* CHAPMAN

Im Jahre 1898 beschrieb CHAPMAN aus rezenten Ablagerungen der Torres Straits, N-Australien, eine riesenwüchsige sandschalige Foraminifere, die er *Haddonia torresiensis* nannte (l. c., S. 453—456, Taf. 28, Abb. auf S. 453). Wenig später konnte er dieselbe Art im Atoll von Funafuti in großer Häufigkeit nachweisen (CHAPMAN 1900, S. 6—7). Auch in zwei weiteren Arbeiten befaßte sich CHAPMAN mit diesem merkwürdigen Sandschaler, der durch eine vorwiegend sessile Lebensweise ausgezeichnet ist (CHAPMAN 1901, S. 183—184; 1902, S. 389, 391—393, Taf. 35, Fig. 1, 1 a). In der Folgezeit kamen weitere Funde hinzu, nämlich vom Kerimba-Archipel, von den Lord-Howe-Inseln, von Niederländisch-Indien sowie aus dem Atlantik (zitiert in CUSHMAN & BERMUDEZ 1937, S. 108). Zusätzliche Verbreitungsangaben sind außerdem im Catalogue of Foraminifera (ELLIS & MESSINA 1940) enthalten.

Ein Vergleich von *Haddonia heissigi* mit *H. torresiensis* CHAPMAN zeigt eine verblüffende Ähnlichkeit. Die Gehäuse beider Arten erreichen beträchtliche Dimensionen; ihre größte Länge beträgt 16 bzw. 22 mm. Auch die Wuchsformen entsprechen einander ziemlich gut, soweit man dies aus den Dünnschliffen überhaupt schließen kann. Die Gehäuse der neuen Art wechseln häufig ihre Wachstumsrichtung; sie verschwinden daher sehr rasch aus dem Schliffbild (vgl. hierzu S. 13). Auch für *H. torresiensis* ist dieses Merkmal charakteristisch; RHUMBLER (1913, S. 447) bezeichnete die Gehäuse als „unruhig hin- und hergekrümmt bis geknickt" (vgl. hierzu CHAPMAN 1898, Taf. 28, Fig. 1—2). Beide Arten sind libero-sessil. Desgleichen eignet ihnen ein spiraler Anfangsteil, der allerdings nicht bei allen Individuen ausgebildet ist. Von den äußeren Gehäusemerkmalen her gesehen erscheint als Unterschied gegenüber *H. torresiensis* eigentlich nur der, daß *H. heissigi* häufig zu einem klumpigen Wachstum neigt (vgl. hierzu S. 13; Abb. 4 auf S. 12). Auf Grund der fast völligen Übereinstimmung wurde darauf verzichtet, von *H. heissigi* eine Rekonstruktion anzufertigen.

Die Gehäusewand läßt bei beiden Arten nahezu dieselbe Feinstruktur erkennen (vgl. hierzu CHAPMAN 1898, Taf. 28, Fig. 4). Sie ist grob perforiert. An den Septenenden beobachtet man feinfaserige lippenartige Gebilde. Nach RHUMBLER (1913, S. 448) tritt stellenweise eine porenlose innere Kalktapete auf. Beobachtungen an *H. heissigi* haben indes gezeigt, daß die Innenschicht von Poren durchsetzt ist (z. B. Taf. 3, Bild 2). Ferner konnte nachgewiesen werden, daß diese Innenauskleidung der Kammern ehemals aus organischer Substanz bestanden hat, in die Kalksalze eingelagert waren; auch ist diese Internlamelle nicht auf die distalen Teile der Septen beschränkt, sondern wird gleichfalls im Bereich der inneren Oberfläche der Kammern häufig angetroffen (vgl. hierzu S. 19).

Da CHAPMAN (1898, Taf. 28, Fig. 4) nur ein einziges Schliffbild von *H. torresiensis* gegeben hat und Vergleichsmaterial nicht zur Verfügung steht, können die inneren Merkmale (vor allem die Form der Kammern, Verlauf der Septen usw.) noch nicht in wünschenswertem Umfang miteinander verglichen werden[1b]). Außerdem ist die Mündung von *H. heissigi* im Auflicht nicht bekannt.

1b) Während der Drucklegung der vorliegenden Arbeit erhielt der Verfasser von Herrn Dr. V. JANICKE, München, rezente Korallenstöcke mit Bewüchsen, welche er in der ersten Hälfte des Jahres 1968 in der Kupang-Bucht auf Timor (Indonesien) aufgesammelt hatte. Neben sessilen Metazoen (Serpeln, Lamellibranchiaten u. a.) und Corallinaceen fanden sich zahlreiche Foraminiferen, so z. B. *Sagenina frondescens* (BRADY), *Bdelloidina aggregata* CARTER sowie Gehäuse der Gattungen *Placopsilina* und *Haddonia*. Während die kleineren Individuen des zuletztgenannten Genus möglicherweise *H. minor* CHAPMAN entsprechen, können die größeren, teilweise riesenwüchsigen Gehäuse ohne Vorbehalt zu *H. torresiensis* CHAPMAN gestellt werden. Es wurden allerdings nur festsitzende Formen beobachtet. Die Gehäusewand ist rotgesprenkelt, da sie agglutinierte Bruchstücke von *Homotrema rubrum* (LAM.) enthält. An aufgebrochenen Kammern sowie in Dünnschliffen konnte eine innere organische Schicht mehrfach erkannt werden; sie ist bräunlich gefärbt, glänzend und wird, gleich der agglutinierten Außenwand, von zahlreichen Poren durchsetzt. Bei stärkerer Vergrößerung erscheint sie feinfaserig. Damit kann gesagt werden, daß die Feinstruktur der Gehäusewand von *H. heissigi* mit derjenigen von *H. torresiensis* bis fast in alle Einzelheiten übereinstimmt.

Es ist allerdings anzunehmen, daß auch das letztgenannte Merkmal mit *H. torresiensis* übereinstimmt (vgl. hierzu S. 17).

Bei Abwägung aller Befunde könnte man geneigt sein, die Art vom Eisenrichter Stein mit *H. torresiensis* zu vereinigen. In Anbetracht des großen zeitlichen Intervalls sowie der weiten räumlichen Entfernung erscheint es aber doch geraten, die beiden Arten voneinander getrennt zu halten. Zwar wiesen CUSHMAN & BERMUDEZ (1937, S. 108) darauf hin, daß zahlreiche Faunenelemente der heutigen indopazifischen Region ihren Ursprung in der westindischen Provinz besitzen, die im Eozän nach HAGN (1956, S. 193) mit dem europäischen Teil der Tethys faunistisch in vielen Punkten verglichen werden kann. Auch CUSHMAN (1948, S. 42) bemerkte, daß „the Eocene (Lutetian) fauna of southern England and the Paris Basin migrated gradually through the Mediterranean region to Australia. Many of these species of the European Eocene are found but little changed in the Miocene of Australia, and some of them are found with but little modification in the recent material from the Australian coast". Trotzdem dürfte es vorteilhafter sein, die vorliegende Art vorerst, d. h. bis zu einer Untersuchung von Topohylen, als selbständige taxinomische Einheit auszuscheiden; dieses Verfahren kommt einer modernen Art-Konzeption sicher am nächsten.

Nachdem *H. torresiensis* die Typus-Art von *Haddonia* darstellt, sind Beobachtungen an der naheverwandten und ausgezeichnet erhaltenen *H. heissigi*, zumal im Dünnschliff, für die Fassung dieser Gattung nicht ohne Bedeutung. Auf das Vorhandensein einer perforierten, pseudochitinig-kalkigen Innenschicht wurde weiter oben schon aufmerksam gemacht. Nicht unwesentlich ist ferner, daß die neue Art in keinem einzigen Wachstumsstadium einen biserialen Bauplan aufweist (vgl. hierzu S. 13). Im Gegensatz dazu stehen die Angaben von GALLOWAY (1933, S. 229) und BERMUDEZ & DE RIVERO (1963, S. 361), nach denen die Gehäuse der Gattung *Haddonia* teilweise auch zweizeilig ausgebildet sein können. Die Kammern sind vielmehr uniserial, wenn auch häufig sehr unregelmäßig, angeordnet. Eine Verzweigung der Gehäuse ist allerdings möglich. Klumpenförmige, scheinbar acervuline Gehäuse entstehen durch ein Übereinanderwachsen der einzelnen ontogenetischen Stadien. Das Kammerlumen wird zwar durch septenartige Vorsprünge der Gehäusewand eingeengt, doch ist es nicht gerechtfertigt, mit CHAPMAN (1898, S. 454) und CUSHMAN (1948, S. 208) von einem ausgesprochen labyrinthischen Zustand zu sprechen. Damit kann der neugefaßten Diagnose der Gattung *Haddonia* von LOEBLICH & TAPPAN (1964, S. C 248) ohne weiteres zugestimmt werden.

3. *Haddonia minor* CHAPMAN

Im Bereich des Funafuti-Atolls fand CHAPMAN (1902, S. 384, Taf. 36, Fig. 1—2, 7) eine zweite Art der Gattung *Haddonia;* im Hinblick auf ihre weitaus geringeren Dimensionen nannte er sie *H. minor*. Er beschrieb die neue Spezies mit folgenden Worten: „Test attached by the earlier segments, which are frequently grouped in a triserial manner, as in *Verneuilina,* & c.; afterwards growing erect or in a vermiform fashion, similar to *H. Torresiensis,* but is much smaller.

Aperture horseshoe-shaped. Average length of test 2—4 mm.; average diameter · 7 mm.".

Lange nach der Erstbeschreibung wurde *H. minor* auch im Miozän von Jamaica nachgewiesen (zitiert in CUSHMAN & BERMUDEZ 1937, S. 108). Davon abgesehen fehlen in der Literatur weitere Hinweise auf diese Art. Da auch keine Schliffbilder existieren, ist sie nur unvollkommen bekannt.

Dennoch muß im Rahmen der vorliegenden Arbeit auch auf *H. minor* eingegangen werden, da in den untersuchten Dünnschliffen Gehäuseschnitte beobachtet wurden, die möglicherweise mit dieser Art genauso in Beziehung gebracht werden können wie *H. heissigi* mit *H. torresiensis* (S. 22). Die größten Gehäuse erreichen eine Länge von über 3 mm. Manche Schnitte zeigen eine abgeflachte Basis, die auf eine Anheftung zumindest während des Jugendstadiums hindeutet. In Schliff G 979 a/68 wurde ein Querschnitt durch ein dreizeiliges Gehäuse entdeckt, das sich auf einer Seite an ein Substrat anschmiegt. Im Längsschnitt lassen zahlreiche Gehäuse eine zweizeilig alternierende, wenn auch manchmal etwas unregelmäßige Anordnung der Kammern erkennen (Taf. 1, Bild 2; Abb. 8 auf S. 23).

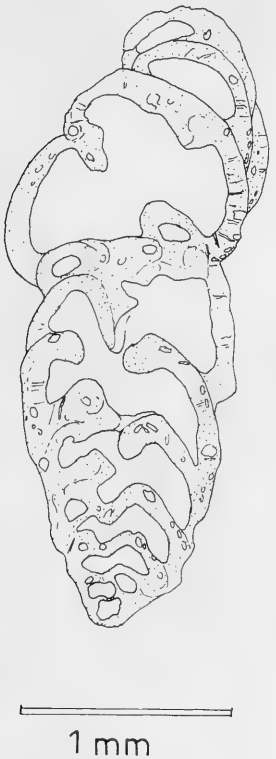


Abb. 8: Sandschaler, gen. et sp. indet. Längsschnitt. Schliff G 928 a/68.

Zweikammerige Querschnitte sind nicht selten; im Inneren der größeren Kammer wurden hin und wieder auf der Mündungsseite, d. h. am Kontakt zur vorhergehenden Kammer, zwei kleine Vorsprünge der Gehäusewand festgestellt, die auf eine Einbuchtung der Mündung hinweisen, wie sie z. B. für die Gattungen *Textularia, Gaudryina* und *Dorothia* charakteristisch ist (Schliff G 967 a/68). Viele Gehäuse sind offensichtlich dreizeilig aufgebaut; der Querschnitt der Kammern ist rundlich bis gekantet. Gelegentlich gewinnt man den Eindruck, als tendiere das Endstadium zur Einzeiligkeit. Die Form der Kammern ist bei erwachsenen Gehäusen wenig beständig; auch der Verlauf der Septen erscheint ziemlich veränderlich. Die Gehäusewand ist deutlich agglutiniert und wird von feinen Poren durchsetzt.

Zunächst erhebt sich die Frage, ob alle beobachteten Schnitte auf ein und dieselbe Gattung bezogen werden dürfen. Im Hinblick auf die außerordentlich große Variabilität der Gehäuse könnte sie wohl bejaht werden, wenn auch ein gewisses Unbehagen bleibt. So ist man in jedem Fall versucht, Gehäuse mit einem zweizeiligen Endteil den Textulariidae, solche mit drei Kammern im adulten Stadium den Ataxophragmiidae zuzuweisen.

Sodann wäre zu überlegen, ob die vorliegenden Gehäuseschnitte mit der Gattung *Haddonia* in einen engeren Zusammenhang gebracht werden können. Dafür spricht vor allem die Original-Beschreibung von *H. minor* (Chapman 1902, S. 384). Weitere Hinweise für eine Zugehörigkeit zu diesem Genus liefern die Größenverhältnisse, die Unregelmäßigkeit der Septen, sowie die wenigstens in der Jugend sessile Lebensweise.

Es wurde bereits ausgeführt (S. 22), daß Galloway (1933, S. 229) und Bermudez & De Rivero (1963, S. 361) die Ansicht vertraten, *Haddonia* könne, wenigstens teilweise, auch biserial gebaut sein. Demgegenüber stellten sowohl Cushman (1948, S. 116) als auch Loeblich & Tappan (1955, S. 11, Taf. 1, Fig. 4—5; 1964, S. C 255, Fig. 165, Bild 15—16) zweizeilige, mit der Basis aufgewachsene Sandschaler zur Gattung *Textularioides.* Auffallend ist nun immerhin die große Ähnlichkeit, welche manche Längsschnitte aus dem vorliegenden Material mit einer Abbildung von *T. inflatus* Cushman in Loeblich & Tappan (1955, Taf. 1, Fig. 5; 1964, Fig. 165, Bild 16) aufweisen. Auch die oben erwähnte Mündungsbucht würde gut zu dieser Gattung passen. Die Perforation der Gehäusewand hingegen läßt keine Aussage zu, da sie sowohl bei *Textularioides* als auch bei *Haddonia* auftritt.

Freilich können die dreizeiligen Gehäuse nicht bei *Textularioides* untergebracht werden. Man müßte vielmehr an einen Angehörigen der Ataxophragmiidee denken. Für einen Vergleich kämen vor allem die Gattungen *Verneuilina* und *Valvulina* in Frage. So beschrieb z. B. Chapman (1900, S. 9, Taf. 1, Fig. 4) von Funafuti eine *Valvulina davidiana,* deren Gehäuse allerdings gedrungener sind als diejenigen der eozänen Form. Abgesehen davon ist es im Hinblick auf die Sessilität zumindest mancher Jugendstadien wohl nicht möglich, die vorliegenden Gehäuse als *Verneuilina* oder als *Valvulina* zu bestimmen, wenn auch eine Reihe von Merkmalen einander entspricht.

Damit sind die wichtigsten Schwierigkeiten aufgezeigt, welche einer generischen Bestimmung im Wege stehen. Zusätzlich sei noch vermerkt, daß unter bestimmten Bedingungen textulariide Wuchsformen auch bei solchen sessilen Foraminiferen auftreten können, die in der Regel nicht biserial struiert sind (ARNOLD 1967 a, Abb. 10 auf S. 626).

Aus alledem geht hervor, daß es noch zusätzlicher Beobachtungen bedarf, um die hier kurz dargelegten taxinomischen Fragen zu klären. Sollten die in Rede stehenden Formen tatsächlich der Gattung *Haddonia* angehören, dann müßte für sie eine neue Art aufgestellt werden, die mit *H. minor* nahe verwandt wäre. Eine endgültige Entscheidung in dieser Frage muß aber einer späteren Arbeit vorbehalten bleiben.

4. *Placopsilina, Manorella* und *Bdelloidina*

Auf der Suche nach verwandten Gattungen stößt man zunächst auf *Placopsilina* selbst, nach der die Unterfamilie Placopsilininae benannt ist. Die Gehäuse beider Genera besitzen eine Reihe gemeinsamer Merkmale, so z. B. die uniseriale Anordnung der Kammern im adulten Stadium oder das freie, nichtlabyrinthische Kammerlumen. Hingegen sind die Wuchsformen nicht so unregelmäßig und komplex wie bei *Haddonia.* Als weitere trennende Eigenschaften wären nach LOEBLICH & TAPPAN (1964, S. C 248) das Fehlen von Verzweigungen, das Nichtvorhandensein grober Wandporen sowie der Besitz einer gerundeten Mündungsöffnung anstelle einer schlitzartigen Apertur anzuführen. HOFKER (1968, S. 14; Taf. 1, Fig. 12) konnte zudem die Beobachtung machen, daß die Gehäusewand von *Placopsilina bradyi* CUSHMAN & MCCULLOCH aus rezenten Ablagerungen von Java „very finely agglutinated and pierced by relatively fine pores" ist; die Mündung zeigt sich hingegen als „a horizontal somewhat areal slit near the base of the last formed chamber".

Von den insgesamt vier Arten, die aus dem Eozän Frankreichs unter dem Gattungsnamen *Placopsilina* beschrieben worden sind, läßt sich keine einzige mit *Haddonia heissigi* näher vergleichen. *Placopsilina aggregata* und *P. intermedia* wurden von HALKYARD (1919) aus den Blauen Mergeln von Biarritz aufgestellt, während *P. conglomerata* und *P. lucida,* beide aus dem Lutet des Pariser Beckens, von TERQUEM (1882) in die Literatur eingeführt wurden (fide ELLIS & MESSINA 1940). Da die Beschreibungen und Abbildungen in allen Fällen nicht ausreichen, wäre eine Revision der genannten Arten dringend erwünscht.

In diesem Zusammenhang sei noch vermerkt, daß das Gehäuse aus dem obereozänen Findlingsblock von Pfaffing, welches von HAGN & WELLNHOFER (1967, S. 215; Taf. 2, Bild 1) als *Placopsilina* bestimmt wurde, nach dem Stand der heutigen Kenntnisse als *Haddonia* aufzufassen ist (vgl. hierzu S. 37). Zu dieser Annahme zwingt vor allem die perforierte Innenschicht, die erstmals an *H. heissigi* nachgewiesen werden konnte. Die dickwandige Außenschicht läßt zwar keine deutlichen Poren erkennen, doch konnte dieselbe Erscheinung auch an Gehäusen vom Eisenrichter Stein mehrfach festgestellt werden (vgl. hierzu S. 18). Hinge-

gen wurden nachträglich noch Reste der feinfaserigen Lippen beobachtet, welche für die Gattung *Haddonia* ebenfalls sehr bezeichnend sind.

Der Vollständigkeit halber sei auch noch die Gattung *Manorella* aus der Oberen Kreide von Texas erwähnt, die gleichfalls der Unterfamilie Placopsilininae angehört (Loeblich & Tappan 1964, S. C 248). Da die meisten Merkmale beider Gattungen übereinstimmen, ist eine sehr enge Verwandtschaft anzunehmen. Von Bedeutung ist auch der Umstand, daß die Gehäusewand von *Manorella* eine „pseudochitinous base" aufweist. Das Hauptunterscheidungsmerkmal liegt in der multiplen Mündung; beide Gattungen können somit nicht miteinander vereinigt werden.

Geringere Vergleichsmöglichkeiten bieten Angehörige der Unterfamilie Coscinophragmatinae, da das Lumen ihrer Kammern unterteilt ist. Ein gutes Beispiel hierfür ist die Gattung *Coscinophragma,* die durch einen labyrinthischen Innenbau ausgezeichnet ist. Auch *Bdelloidina* macht hierin keine Ausnahme. Diese Gattung wurde von Carter (1877) begründet. Ihre Gehäuse sind niedrig und schmiegen sich an das Substrat an. Dadurch erinnern sie an Blutegel, wovon sich auch der griechische Name ableitet. Ähnlich wie *Haddonia* kann auch *Bdelloidina* durch sehr unregelmäßige Wuchsformen auffallen; diese Gattung zeigt ebenfalls eine weitgehende Abhängigkeit von ihrer Unterlage. In den Gesteinsproben vom Eisenrichter Stein wurden hin und wieder Gehäuseschnitte beobachtet, die sich auf *Bdelloidina* in der Fassung von Loeblich & Tappan (1955, S. 21, Taf. 3, Fig. 9—10; 1964, S. C 250, Fig. 162, Bild 1—3) beziehen lassen. Sie sind flach-krustenförmig; die sekundäre Aufgliederung der Kammerräume ist gut zu erkennen. Im Rahmen dieser Arbeit soll nicht entschieden werden, ob die vorliegenden Gehäusereste der rezenten *B. aggregata* Carter (1877, S. 201 usf., Taf. 13, Fig. 1—8) entsprechen oder doch nahestehen (vgl. hierzu Hofker 1968, S. 15, Taf. 1, Fig. 13—20), oder ob sie sich mehr an die oberkretazisch-paleozäne *B. vincentownensis* Hofker anschließen (vgl. hierzu Hofker 1965, S. 30, Abb. 1—6, 9 auf S. 30—32). Zum Verständnis der Gattung *Bdelloidina* sei auch die Lektüre der Veröffentlichung von Elias (1950, S. 300 usf.) empfohlen.

Aus dem bisher Gesagten geht eindeutig hervor, daß *Haddonia* Verwandte besitzt, die auch in älteren als eozänen Ablagerungen auftreten. Das Ziel der folgenden drei Kapitel soll daher sein, mesozoische Vorkommen von sessilen Sandschalern daraufhin zu überprüfen, inwieweit sie mit *Haddonia heissigi* in Beziehung gebracht werden können. Dabei wurde eine chronologische Anordnung des Stoffes von der Unterkreide über den Jura bis zur Oberen Trias gewählt.

5. *Acruliammina longa* (Tappan)

Kurz vor Abschluß des Manuskriptes erschien eine Arbeit von Brönnimann & Jayet (1968), in der eine „curieuse forme" beschrieben wurde, die mit *Haddonia heissigi* eine sehr große Ähnlichkeit besitzt. Es handelt sich um *Acruliammina longa* (Tappan). Dieser Sandschaler tritt im Unter-Hauterive des Waadtländer Jura N Genf (Blatt Nyon) sehr häufig und in ausgezeichneter Erhaltung auf (l. c.,

S. 5—6). Herr Prof. Dr. P. BRÖNNIMANN stellte dankenswerterweise Vergleichsmaterial dieser interessanten Spezies zur Verfügung.

Die Gehäuse beginnen mit einer Initialspira, auf die ein entrolltes, uniseriales Stadium folgt. Sie sind ganz oder nur teilweise auf ein Substrat festgewachsen; sie können daher also libero-sessil bezeichnet werden (vgl. hierzu S. 15). Die freien Kammern stehen vertikal oder etwas schräg zur Ebene der Anheftung. Die Wuchsformen sind außerordentlich variabel; eine Abhängigkeit vom Substrat ist deutlich wahrzunehmen. Dementsprechend sind auch die Form und Anordnung der Kammern in den einzelnen ontogenetischen Stadien verschieden. Die uniserialen Gehäuseteile erscheinen häufig gebogen; gelegentlich zeigen sie eine Umknickung, bedingt durch eine plötzliche Änderung der Wachstumsrichtung. Während die sessilen Kammern „dorso-ventral" abgeflacht sind, weisen diejenigen der freien Gehäuseabschnitte einen nahezu kreisrunden Querschnitt auf. Die Dimensionen sind beachtlich; nach BRÖNNIMANN & JAYET (1968, S. 9) könnte *A. longa*, die in der Regel nur fragmentär beobachtet wird, in unversehrtem Zustand eine Länge bis zu 10 mm erreichen.

Weitere Merkmale sind: Das Lumen der Kammern wird nicht durch Sekundärsepten unterteilt. Die Gehäusewand ist ziemlich dick. Sie läßt zwei Schichten erkennen. Die äußere, „couche protectrice" genannt (l. c., S. 14 usf.), enthält zahlreiche dichtstehende Quarzkörner, so daß sie im Durchlicht heller wirkt als die innere Schicht. Letztere ist ärmer an agglutiniertem Material und besteht hauptsächlich aus mikrogranularem Kalzit. „Cavités intramurales" sind nicht vorhanden (l. c., S. 21). Ferner konnten keine Reste einer inneren Pseudochitin-Hülle erkannt werden (l. c., S. 17). Die Septen sind von groben Poren durchsetzt; die Mündung ist daher siebartig, cribrös. Die Zahl der Mündungsöffnungen schwankt; im adulten Stadium können bis zu 10 Poren beobachtet werden (l. c., S. 15; vgl. hierzu S. 19—20).

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß *Haddonia heissigi* mit *Acruliammina longa* (TAPPAN) sehr nahe verwandt ist. Die Wuchsformen beider Arten gleichen einander außerordentlich, wenn auch die letztgenannte Spezies etwas zierlicher gebaut ist als die eozäne Form. Dagegen zeigen die inneren Merkmale deutliche Unterschiede. Wohl wird auch die Gehäusewand von *H. heissigi* aus zwei Schichten aufgebaut, doch sind diese abweichend struiert. Die äußere Lage, welche die eigentliche Gehäusewand bildet, entspricht den beiden Schichten von *A. longa*. Die am häufigsten agglutinierten Fremdkörperchen sind Kalzitkörner; Quarz tritt nur sehr untergeordnet auf. Nur ausnahmsweise wurde eine Andeutung einer „couche protectrice" festgestellt (S. 18). Ferner konnte eine innere Pseudochitin-Lamelle nachgewiesen werden, in die Kalksalze eingelagert sind. Sie kleidet die Kammerlumina tapetenartig aus. Beide Schichten der Gehäusewand sind grob perforiert. Die distalen Teile der Septen tragen feinfaserige lippenartige Gebilde. Schließlich stimmen auch die Mündungen beider Formen nicht miteinander überein. *H. heissigi* besitzt eine verhältnismäßig einfache gebogene Apertur; die häufig rudimentär ausgebildeten Septen werden nicht von zahlreichen Mündungsöffnungen durchbrochen.

Die beiden Gattungen sind Angehörige ein und derselben Unterfamilie, nämlich der Placopsilininae (vgl. hierzu LOEBLICH & TAPPAN 1964, S. C 247—248). Nicht unähnlich ist auch *Labyrinthina* aus dem Oberen Jura, doch werden die Kammern bei diesem Genus durch radiär stehende Sekundärsepten unterteilt. Diese Gattung ist daher der Unterfamilie Coscinophragmatinae zuzurechnen (vgl. hierzu S. 28).

Ein weiterer Vergleich bietet sich schließlich mit *Alpinophragmium perforatum* E. FLÜGEL aus der alpinen Ober-Trias an. Die Gehäuse dieser Gattung sind ebenfalls libero-sessil, die Kammeranordnung ist uniserial, die Mündung siebartig. Ein eingerollter Anfangsteil fehlt allerdings. Auch soll die Gehäusewand mikrogranular und nicht agglutiniert sein (vgl. hierzu S. 30). Eine Zuordnung von *Alpinophragmium* zur Familie Lituolidae (Unterfamilie Placopsilininae) erscheint in jedem Fall gerechtfertigter als zu den paläozoischen Caligellidae, wie sie E. FLÜGEL (1967, S. 394) vornahm. Daß beide Gattungen gemeinsame Merkmale aufweisen, geht allein schon daraus hervor, daß der genannte Autor (1967, S. 402) *Lituola* (?) *fragilis* KRISTAN-TOLLMANN (1964, S. 42, Taf. 5, Fig. 6—11) aus dem Rät (Zlambachschichten) der Fischerwiese bei Aussee (Salzkammergut) als eine Art von *Alpinophragmium* auffaßte, während BRÖNNIMANN & JAYET (1968, S. 7, 11) dieselbe Spezies, wenn auch mit Vorbehalt, zur Gattung *Acruliammina* stellten.

6. *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK

In einem „reef limestone" des Sonnwend-Gebirges (Nord-Tirol) entdeckte WEYNSCHENK (1951, S. 793 usf., Taf. 112, Bild 4—9, Abb. 1—2 auf S. 793) agglutinierte Foraminiferen, die durch sehr unregelmäßige Wuchsformen ausgezeichnet sind. Ein Teil der Gehäuse ist auf ein Substrat festgeheftet, andere Individuen waren möglicherweise freilebend. Ein unregelmäßig planispiraler Anfangsteil wurde häufig beobachtet. Das Kammerlumen zeigt labyrinthische Einengungen; von diesem Merkmal wurde auch der Gattungsname abgeleitet. Die Gehäusewand besteht aus feinen Kalkkörnern, die in ein reichliches Bindemittel eingebettet sind. Die Fundschicht von *Labyrinthina mirabilis* wurde von WEYNSCHENK in die Obere Trias eingestuft.

Wenige Jahre darnach änderte WEYNSCHENK (1954, S. 47) seine frühere Altersbestimmung auf Grund des gleichzeitigen Auftretens von *„Pseudocyclammina lituus* YABE and HANZAWA" und *Conicospirillina basiliensis* MOHLER; er hielt die „coastal breccia" mit *Labyrinthina mirabilis* nunmehr für eine Ablagerung aus oberjurassischer Zeit. Schließlich (1956, S. 283, 286) faßte er die Eigenschaften der von ihm aufgestellten Gattung mit folgenden Worten zusammen: „Wall arenaceous. Chambers labyrinthic, expanding in adult stages; may be encrusting, or free and uniserial. Chambers irregularly planospiral in arrangement. Proloculus globular. Aperture in uncoiled forms probably terminal, in planospiral forms at base of last chamber."

Obwohl in den Schliffbildern WEYNSCHENK's die sessile Natur mancher Gehäuse deutlich zum Ausdruck kommt, diskutierten LOEBLICH & TAPPAN (1964, S.

C 245) die „supposedly attached specimens". Sie waren der Überzeugung, daß „these were obtained only from thin sections in limestone and the presumed attached nature seems uncertain from the evidence available". Auch FOURCADE & NEUMANN (1966, S. 233) äußerten sich in ähnlicher Weise: „Nous ne pensons pas que cette espèce puisse avoir un mode de vie libre ou fixée". Sie wollten die festsitzenden Formen auf eine andere taxinomische Gruppe verteilt wissen als die freien Gehäuse, denen allein die Bezeichnung *Labyrinthina mirabilis* zukäme.

Diese Ansicht läßt sich heute nicht mehr aufrechterhalten, denn am Beispiel von *Acruliammina* (BRÖNNIMANN & JAYET 1968) und *Haddonia* konnte eindeutig nachgewiesen werden, daß die Gehäuseformen bestimmter sessiler Sandschaler ungemein veränderlich sind. Im Falle von *Labyrinthina mirabilis* kann kein Zweifel darüber bestehen, daß die von WEYNSCHENK abgebildeten Exemplare auch wirklich ein und derselben Art angehören. An Hand zweier Schliffe (Nr. 107—2 und 107—5) aus dem Belegmaterial zu den Arbeiten WEYNSCHENK's, welche Herr Dr. W. RESCH im Jahre 1965 bereitwilligst zur Einsichtnahme übersandte, gelangte der Verfasser zum selben Ergebnis.

Aus diesem Grund ist MAYNC (1952, S. 51) zuzustimmen, der geneigt war, *Labyrinthina* „among the variegated family of the Placopsilinidae" einzugliedern. Im Gegensatz dazu ordneten LOEBLICH & TAPPAN (1964, S. C 245) die in Rede stehende Gattung der Unterfamilie Lituolinae zu. Im Hinblick auf die wenigstens teilweise sessile Lebensweise und die Unterteilung des Kammerlumens durch vertikal stehende Vorsprünge der Gehäusewand ist sie wohl zur Unterfamilie Coscinophragmatinae der Lituolidae zu rechnen.

Labyrinthina mirabilis ist im Malm des alpin-mediterranen Gebiets weitverbreitet. An eine Umlagerung aus obertriadischen Schichten braucht nicht gedacht zu werden. Die Art setzt offenbar bereits im höheren Dogger ein (SARTONI & CRESCENTI 1962, Tab. 1). Sie scheint vor allem im tieferen bis mittleren Malm aufzutreten (FARINACCI & RADOIČIĆ 1964, S. 273; E. FLÜGEL 1967, S. 392; FOURCADE & NEUMANN 1966, S. 233, 237; RADOIČIĆ 1964, S. 9; RAFFI & FORTI 1959, S. 16). *Labyrinthina mirabilis* konnte ferner in einem Geschiebe einer Hornstein-führenden Brekzie gefunden werden, das vom Verfasser an einem neuerrichteten Parkplatz in der Nähe des Kirchsees bei Kloster Reutberg (NE Bad Tölz) aufgesammelt wurde. Es ist zwar durch Menschenhand verschleppt, stammt aber wohl aus jungquartären Ablagerungen der näheren Umgebung. Im Dünnschliff bemerkt man neben *Pseudocyclammina*-artigen Gehäusen auch Reste von *Clypeina jurassica* FAVRE. Durch die letztgenannte Art wird ein jüngeres Malm-Alter wahrscheinlich gemacht. Aus alledem geht hervor, daß die stratigraphische Verbreitungsangabe für das Genus *Labyrinthina* bei LOEBLICH & TAPPAN (1964, S. C 245) überholt ist.

Anhangsweise sei noch auf die Gattung *Lituosepta* CATI eingegangen, die von LOEBLICH & TAPPAN (1964, S. C 245) in die Synonymie von *Labyrinthina* gestellt wurde. Auch *Lituosepta* besitzt einen eingerollten Anfangsteil, unterteilte Kammerräume und eine cribröse Apertur. Freie Gehäuse von *Labyrinthina mira-*

bilis gleichen solchen von *Lituosepta recoarensis* CATI (1959, Taf. 1) aus den liassischen Calcari grigi des Vicentins tatsächlich in überraschender Weise. Hingegen scheinen sessile Formen bei *Lituosepta* zu fehlen. Ob diese Eigenschaft durch eine andere Umwelt bedingt wurde oder ob hier ein konstantes Merkmal vorliegt, kann vorerst noch nicht entschieden werden. Da nichtfestsitzende Foraminiferen im Rahmen der vorliegenden Arbeit keine Berücksichtigung finden können, soll bei den taxinomischen Beziehungen zwischen *Labyrinthina* und *Lituosepta* vorerst nicht weiter verweilt werden. Es sei lediglich noch vermerkt, daß PIRINI (1965, S. 1172) mit Nachdruck auf Unterschiede zwischen beiden Gattungen hinweis. Außerdem ist nachzutragen, daß FOURCADE & NEUMANN (1966, S. 237) *Lituosepta* zwar als jüngeres Synonym von *Labyrinthina* betrachteten, die Art *recoarensis* aber als selbständige Spezies auffaßten.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß in *Labyrinthina* eine Gattung vorliegt, die sich von *Haddonia* durchaus in einigen Merkmalen unterscheidet (geringere Größe, Unterteilung des Kammerlumens, siebartige Mündung, Fehlen von Wandporen); dadurch wird auch eine Zuordnung zu einer anderen Unterfamilie unerläßlich. Auf der anderen Seite sind jedoch die ähnlichen Wuchsformen vor allem bei solchen Gehäusen hervorzuheben, die eine Beziehung zu einem Substrat erkennen lassen.

7. *Alpinophragmium perforatum* E. FLÜGEL

Es ist das Verdienst E. FLÜGEL's, obertriadische halbsessile Foraminiferen von oberjurassischen Formen abgetrennt zu haben, die als *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK im Schrifttum bekanntgeworden sind (vgl. hierzu S. 28). Er führte für diese norischen und rätischen Vorkommen die Bezeichnung *Alpinophragmium perforatum* in die Literatur ein (1967, S. 382—383). Die Hauptmerkmale der neuen Gattung und Art sind: Die Gehäuse weisen eine libero-sessile Wuchsform auf. Die Kammern sind uniserial angeordnet. Ein eingerollter Anfangsteil fehlt. Das Kammerlumen wird nicht durch vertikal gestellte, radiär verlaufende Ausbuchtungen der Gehäusewand unterteilt. Die Septen erscheinen von zahlreichen groben Poren durchbrochen. Die Mündung ist daher siebartig. Die Gehäusewand besteht aus Kalkkörnern, die vom Tier selbst ausgeschieden werden. Sie kann somit nicht als agglutiniert angesehen werden.

Man könnte auf den ersten Blick geneigt sein, bei *A. perforatum* an segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) zu denken, die in der alpinen Trias weitverbreitet sind (vgl. hierzu OTT 1967 a). Für diese Ansicht würde auch sprechen, daß die Hartteile keinen agglutinierten, sondern einen mikrogranularen Aufbau besitzen sollen (l. c., S. 388—390). Dazu ist aber zu bemerken, daß es noch nicht erwiesen ist, ob die Gehäusewand wirklich nur aus authigenen Baustoffen besteht. Zumindest läßt die elektronenmikroskopische Aufnahme (Abb. 7 b auf S. 389) in dieser Hinsicht alle Fragen offen. Ohne in der Auswertung derartiger Bilder sonderlich geübt zu sein, ist man jedenfalls nicht in der Lage, die Form der Kalkkörner („eu- und subhedral") auszumachen und zudem noch kalziterfüllte Poren zu

erkennen (vgl. hierzu die Ausdeutung des Photos in Abb. 7 a auf S. 388). Bei der Beschreibung von *Haddonia heissigi* konnte überdies gezeigt werden, daß für den Aufbau der Gehäuse Kalzitkörner Verwendung fanden, die aus dem Meeresschlamm aufgenommen wurden. So ist auch für *A. perforatum* nicht ausgeschlossen, daß zumindest ein Teil des Baumaterials aus fremden Quellen stammt. Bei näherer Betrachtung können auch alle Zweifel unterdrückt werden, daß es sich bei der vorliegenden Form um einen Schwamm handelt. Man hat es sicher mit einer Foraminifere zu tun, die infolge der teilweise festsitzenden Lebensweise gegenüber freilebenden Formen mancherlei Änderungen im Habitus erleiden mußte.

Alpinophragmium perforatum gleicht *Haddonia heissigi* in einigen Merkmalen. Abgesehen von der libero-sessilen Lebensweise ist als erstes die uniseriale Anordnung der Kammern hervorzuheben. Die Wölbung der Kammerscheidewände läßt ebenfalls wie bei der vorliegenden Art auf die Wachstumsrichtung schließen (l. c., S. 385). Auch die Erhaltung ist ähnlich; angewitterte Gehäuse erscheinen im Auflicht weißlich, wobei die Gehäusewand gegenüber der umgebenden Grundmasse und den mit Kalzit ausgefüllten Kammerräumen deutlich erodiert ist (l. c., S. 388; Handstück E 1180 GF).

An trennenden Eigenschaften ist zunächst das Fehlen eines eingerollten Anfangsteils anzuführen. Allerdings wurde am Beispiel von *Haddonia* deutlich gemacht, daß bei sessilen Sandschalern Formen mit und ohne Initialspira auftreten können. Deshalb sollte man diesem Merkmal kein allzu großes Gewicht beimessen. *Alpinophragmium perforatum* unterscheidet sich von *Haddonia heissigi* ferner durch die weitaus geringeren Dimensionen; die stattlichsten Gehäuse der erstgenannten Art erreichen lediglich einen größten Durchmesser von 3,3 mm (l. c., Tab. 2 auf S. 391). Sodann ist darauf hinzuweisen, daß die Septen von *H. heissigi*, die ohnehin nur unvollkommen ausgebildet sind, keine multiplen Öffnungen besitzen. Schließlich bietet auch die Gehäusewand Möglichkeiten der Unterscheidung. Diejenige der eozänen Art ist deutlich agglutiniert; sie wird von zahlreichen dichtgestellten, geradegestreckten Poren durchsetzt, die im Querschnitt mehr oder weniger rund erscheinen.

Trotz dieser Unterschiede ist es wohl nicht angezeigt, die beiden Gattungen *Alpinophragmium* und *Haddonia* auf im System weit voneinander entfernte Familien zu verteilen. E. Flügel verglich sein neues Genus mit paläozoischen Gattungen; dies bewog ihn schließlich, *Alpinophragmium* in die Familie Caligellidae zu stellen (l. c., S. 394). Unter den soeben dargestellten Gesichtspunkten erscheint diese Zuordnung nicht sehr überzeugend. Eine Zugehörigkeit zur Familie Lituolidae (Unterfamilie Placopsilininae) ist in jedem Fall zu erwägen (vgl. hierzu S. 28).

Anhangsweise sei noch vermerkt, daß in zwei Dünnschliffen von Kössener Schichten (Rät) der Bayerischen Kalkalpen (G 626—627 a/67) ebenfalls Sandschaler angetroffen wurden, die mit *Alpinophragmium* in Verbindung gebracht werden können. Das entsprechende Handstück, das u. a. auch *Diplopora phanerospora* Pia enthält (vgl. hierzu Ott 1967 b, S. 210), stellte Herr Dr. h. c. O. Hölzl aus seiner Privatsammlung freundlichst für eine Untersuchung zur Verfügung.

Er sammelte es vor Jahren im „Korallengraben" an der Kot-Alm am Wendelstein auf. Die Gehäuse sind entweder vollständig an ihrem Substrat befestigt oder sie entfernen sich in einem späteren ontogenetischen Stadium von ihrer Unterlage (vgl. hierzu S. 30). Ein spirales Initialstadium wurde nicht beobachtet. Die vorliegenden Gehäuse weichen in ihrer allgemeinen Tracht nicht unwesentlich von den meisten der von E. Flügel abgebildeten Formen ab; ein Teil davon entspricht noch am ehesten den röhrenförmigen schmalen Gehäusen (Taf. 1, Bild 3; Abb. 5 auf S. 386). Die Kammerscheidewände weisen viel weniger Durchbrüche auf. Die Gehäusewand ist deutlich agglutiniert; stellenweise bemerkt man Anzeichen von Poren. Die Schliffbilder erinnern, wenn man vom Anfangsteil absieht, auch an Schnitte durch *Acruliammina* (vgl. hierzu S. 28). In mancher Hinsicht ist außerdem eine Ähnlichkeit mit *Labyrinthina* gegeben (vgl. hierzu S. 30).

Aus den genannten Gründen ist es nicht möglich, die Gehäuse von der Kot-Alm ohne Vorbehalt mit *A. perforatum* zu vereinigen. Es erscheint sogar nicht ausgeschlossen, daß eine neue Art der Gattung *Alpinophragmium* vorliegt, doch reicht das zur Verfügung stehende Material für eine klare Entscheidung vorerst noch nicht aus.

Wahrscheinlich ist auch das „Problematikum 3 E. Flügel 1960" (E. Flügel 1964, S. 81—83, Taf. 9, Bild 1—2, 4) aus rätischen Riffkalken der Nordalpen in die Synonymie von *Alpinophragmium* zu stellen. Wie dieser Autor selbst bemerkte, handelt es sich hierbei wohl um eine agglutinierte Foraminifere. Die Gehäuse sind infolge mehrfacher Überwachsung lagenweise gebaut bzw. bilden unregelmäßige Krusten. Ähnliche Formen wurden auch im rätischen Diploporen-Kalk mit *D. phanerospora* Pia von der Kot-Alm am Wendelstein beobachtet (s. oben). Bei der Variabilität sessiler Foraminiferen können die von E. Flügel beschriebenen Wuchsformen keineswegs überraschen.

8. „*Haplophragmium*" *tuba* Gümbel

Abschließend sei noch auf eine Foraminifere aus dem Eozän der helvetischen Zone Oberbayerns aufmerksam gemacht, der Gümbel (1868, S. 22, Taf. 1, Fig. 1) den Namen *Haplophragmium tuba* gab. Seine Beschreibung lautet: „Eine unregelmässige, vielgestaltige, bald freie, bald aufsitzende Form mit einem stabförmig verlängerten, gradgestreckten, oberen Theil und einem unregelmässig spiralen oder knollenförmigen unteren Theile. Der erstere besteht aus unregelmässig rundlichen, oft einseitig abgeplatteten Kammern von geringer Anzahl, die zuweilen gegen das obere Ende etwas an Grösse zu nehmen, mit breiter Basis aneinandergereiht, durch seichte horizontale Nähte getrennt sind. In dem unteren Theile schliessen die Kammern zu einem Haufwerk zusammen. Die Oberfläche ist starkkörnig, rauh und höckerig. Grösse: 3,5 mm. lang, oben 0,9 mm. breit, unten 1,8 mm. breit". Diese Art wurde im Granitmarmor und in Lithothamnienmergeln von Hammer (Tal der Roten Traun SE Siegsdorf) und von Sinning bei Neubeuern am Inn beobachtet (zur geologischen Situation vgl. Hagn 1967, S. 283). Gümbel ent-

deckte sie ferner „aufgewachsen auf Austernschalen in den Erzflötzen des Kressenberg".

Man geht wohl nicht fehl in der Annahme, daß auch *„Haplophragmium" tuba* eine Art der Gattung *Haddonia* darstellen könnte. Zumindest spricht die allgemeine Morphologie der Gehäuse für diese Ansicht. Da jedoch die inneren Merkmale unbekannt sind, kann eine endgültige Zuordnung zu *Haddonia* nicht erfolgen. Auch eine Revision der genannten Art ist vorerst nicht möglich, weil die Originale zur Arbeit GÜMBEL's (1868) im Zweiten Weltkrieg zerstört wurden (HAGN 1955, S. 48). Außerdem ist es bis jetzt noch nicht gelungen, *„Haplophragmium" tuba* in neuaufgesammelten Gesteinsproben mit Sicherheit wiederzufinden.

E. Zur Vertikalverbreitung von *Haddonia heissigi* n. sp.

1. Begleitfauna und -flora am Eisenrichter Stein

Die Gattung *Haddonia* tritt in den Fossilschuttkalken des Eisenrichter Steins im Gefolge zahlreicher Protozoen und Metazoen auf. Da die neue Art für die Einstufung der Fundschicht nicht herangezogen werden kann, muß ihr Alter mit Hilfe der sie begleitenden Faunen- und Florenelemente ermittelt werden. Hierbei sollen nur solche Beobachtungen Berücksichtigung finden, welche bei der Untersuchung von Dünnschliffen gewonnen wurden. Auf Megafossilien sei hier nicht eingegangen, weil sie schon von früheren Autoren, vor allem von SCHLOSSER (1923, 1925), für eine Altersaussage verwendet wurden (vgl. hierzu S. 9).

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit konnten 49 Großschliffe, 1 Riesenschliff sowie 10 großflächige Folienabzüge ausgewertet werden. Besonders häufig wurden in ihnen Foraminiferen beobachtet, die sich auf verschiedene taxinomische Einheiten verteilen.

Innerhalb der sandschaligen Foraminiferen wurden gelegentlich kleine Gehäuse angetroffen, die den Familien Textulariidae und/oder Ataxophragmiidae angehören. Dazu gesellen sich großwüchsige Formen, deren generische Bestimmung vorerst noch auf Schwierigkeiten stößt, obwohl die Gehäuse verhältnismäßig häufig sind (vgl. hierzu S. 25). Von den Agglutinantiern ist schließlich noch die Gattung *Bdelloidina* zu nennen, der ähnlich wie *Haddonia* eine sessile Lebensweise eignet (vgl. hierzu S. 26).

Den größten Teil der kalkschalig-imperforierten Foraminiferen stellen die Milioliden, die in den einzelnen Schliffen in wechselnder Häufigkeit vorkommen. Von einiger Bedeutung ist auch die Gattung *Nubecularia,* deren Wuchsformen außerordentlich variieren. Besonders charakteristisch sind krustenartige Formen, die manchmal mit anderen Foraminiferen sowie mit Algen verwachsen sind (vgl. hierzu S. 41). Im Gegensatz dazu spielen die wenigen Bruchstücke der Gattung *Orbitolites* im Faunenbild keine Rolle.

Unter den Calcarea Perforata dominiert die Gruppe der Gypsinen. Gehäuse von *Gypsina linearis* (HANZAWA) sind am Aufbau des Fossilschuttkalks nicht unwesentlich beteiligt. Neben winzigen Bruchstücken finden sich Individuen,

die einen Durchmesser bis zu 15 mm erreichen (HAGN & WELLNHOFER 1967, S. 227). Eine weitere, noch nicht näher bestimmte Art ist durch kleine, zierliche, feinmaschige Gehäuse ausgezeichnet, die ziemlich flach sind und häufig eine ebene Basis besitzen. Einige wenige Schliffe enthalten auch *Sphaerogypsina globulus* (REUSS). Die Gehäuse der genannten Arten sind meist mit Kalzit imprägniert und neigen daher zur Umkristallisation (vgl. hierzu HAGN & WELLNHOFER 1967, S. 222).

Als weiteres bezeichnendes und zugleich häufiges Faunenelement kann *Fabiania cassis* (OPPENHEIM) angeführt werden. Desgleichen fallen Gehäuse der Gattung *Schlosserina* im Schliffbild wiederholt auf. Hingegen gehört *Halkyardia minima* (LIEBUS) zu den selteneren Erscheinungen. Discocyclinen kommen in den Dünnschliffen hin und wieder vor; im allgemeinen hat man es allerdings nur mit Einzelfunden zu tun. Von den größerwüchsigen Foraminiferen sind endlich noch die ehemals sessil lebenden Genera *Eorupertia, Biarritzina* und *Carpenteria* nachzutragen; die letztgenannte Gattung wurde meist noch im Zusammenhang mit ihrer Unterlage beobachtet.

Rotaliide kalkschalige Kleinforaminiferen (vor allem *Pararotalia, Cibicides* und *Planorbulina)* sind im allgemeinen häufige Akzessorien. Die Gattungen *Rotorbinella* und *Globigerina* scheinen hingegen nur untergeordnet bis sehr selten auf. Auch *Asterigerina rotula* (KAUFMANN) stellt keine Häufigkeitsform dar.

Schließlich ist noch die inkrustierende Gattung *Miniacina* zu erwähnen, auf die in der vorliegenden Arbeit einige Schnitte bezogen werden (vgl. hierzu SCHEIBNER 1968, S. 87, Taf. 6, Bild 7; Taf. 7, Bild 1—7). Ähnliche Schliffbilder wurden von HAGN & WELLNHOFER (1967, S. 234) mit Feinstrukturen von Hydrozoen (Gattung *Hydractinia*) verglichen. Da aber die Gehäusewand bei günstiger Erhaltung eine dunkle Trennlinie sowie Poren erkennen läßt, sind die fraglichen Krusten ohne Zweifel als Foraminiferen zu betrachten.

Die Metazoa sind vorwiegend durch Angehörige der Coelenterata vertreten. Steinkorallen (Madreporarier) herrschen eindeutig vor; daneben sind aber auch Reste von Kalkschwämmen, Octocorallen und Hydrozoen zu beobachten. Es muß einer eigenen Studie vorbehalten bleiben, die verschiedenen Hartteile auf die einzelnen Tiergruppen aufzuteilen. Abgesehen von *Porites* konnten vorerst auch Bruchstücke der Gattungen *Epiphaxum* und *Polytremacis* bestimmt werden. Nicht selten bilden sie das Substrat für festsitzende Organismen, so z. B. für *Haddonia heissigi* (Abb. 7), *Gypsina linearis* (HANZAWA) sowie für die Corallinaceen (vgl. hierzu S. 41).

Neben Bryozoen wurden auch Wohnröhren von Würmern (*Serpula, Ditrupa)* nachgewiesen. Auch Brachiopoden sind nicht selten durch ihre Überreste angezeigt. Während feinperforierte Schalen auf die Anwesenheit von *Megathiris* (= „*Argiope*" auctorum) hindeuten, sind solche mit groben Kanälen zur Familie Thecideidae zu rechnen (vgl. hierzu HAGN & WELLNHOFER 1967, S. 234).

Auch Schalenreste von Mollusken schwimmen häufig in der kalzitisch-pelitischen Grundmasse. Die Gehäusewand der Gastropoden liegt, wie zu erwar-

ten, in einem stark umkristallisierten Zustand vor. Das beweist, daß die Exoskelette ursprünglich aragonitisch waren. Bei den Lamellibranchiaten ist zwischen Anisomyariern und Homomyariern zu unterscheiden. Die erstere Gruppe liefert primär kalzitische Schalen, deren Feinstruktur noch erhalten geblieben ist. Als Beispiel hierfür kann die Gattung *Ostrea* gelten. Möglicherweise hat auch *Spondylus* am Aufbau des Fossilschuttkalks mitgewirkt. Die zweite Gruppe zeigt sekundär in Kalzit umgewandelte Hartteile; sie bestehen aus körnigen Kalzitaggregaten, in denen keine Spur des früheren Aufbaus mehr zu entdecken ist.

Von Arthropoden wurden ziemlich spärlich Ostracoden angetroffen. Auch Schutt von Echinodermen-Skeletten stellt sich nur vereinzelt ein; neben Platten (Asseln) von Seeigeln wurden auch Stacheln gelegentlich erkannt.

Das Pflanzenreich wird fast ausschließlich durch die Rotalgen-Familie Corallinaceae repräsentiert. Zusammen mit den leicht kenntlichen Gattungen *Archaeolithothamnium, Lithoporella* und *Pseudolithothamnium* (= *Ethelia*" auctorum) kommen Thallus-Reste weiterer Genera nicht selten vor. Das „Dubium mit der orangeroten Kruste" (vgl. hierzu Hagn & Wellnhofer 1967, S. 237) wurde hingegen nur ausnahmsweise beobachtet.

Ergänzend sei noch vermerkt, daß Nummuliten im Gegensatz zu den Fossilschuttkalken in den liegenden Kalksandsteinen verhältnismäßig häufig auftreten (vgl. hierzu Herm 1957 Ms.; ferner S. 10 der vorliegenden Arbeit). Neben *N. fabianii* (Prever) stellen sich auch kleine striate Formen ein. Dazu gesellen sich, abgesehen von Kleinforaminiferen und Metazoen-Resten, die Gattungen *Operculina* und *Baculogypsinoides* (Schliff G 977 a/68). Vereinzelt erscheint auch *Chapmanina gassinensis* (Silvestri) in Begleitung der Gattung *Dendritina* (Schliff G 923 a/68). *Gypsina linearis* (Hanzawa) ist ebenfalls in dieser Fazies anwesend.

Bei der stratigraphischen Auswertung der Fauna und Flora der Fossilschuttkalke müssen zunächst einmal alle Metazoen sowie die Algen für eine genauere Altersbestimmung ausscheiden. Auch zahlreiche Foraminiferen sind nicht für eine exakte Einstufung geeignet. Immerhin kann gesagt werden, daß das reichliche Auftreten der Arten *Gypsina linearis* (Hanzawa) und *Fabiania cassis* (Oppenheim) auf den Zeitbereich Oberes Mittel- bis Obereozän hindeutet. Die wenigen Gehäusebruchstücke von *Orbitolites* entsprechen darüber hinaus der Form, welche im obereozänen Fossilschuttkalk des Findlingsblocks von Pfaffing bei Wasserburg nachgewiesen werden konnte (vgl. hierzu Hagn & Wellnhofer 1967, S. 216, Taf. 4, Bild 2). Auch die zahlreichen Gehäuse der Gattung *Schlosserina* sowie das Vorkommen von *Eorupertia* und *Halkyardia minima* (Liebus) passen gut in diesen Rahmen (vgl. hierzu Hagn & Wellnhofer 1967, S. 240).

Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß das Muttergestein von *Haddonia heissigi* ein obereozänes Alter besitzt. Zur vollen Gewißheit wird diese Annahme, wenn man das Alter der im Liegenden der Fossilschuttkalke auftretenden Kalksandsteine berücksichtigt. Es wurde nämlich bereits erwähnt (S. 10), daß diese Schichten *Nummulites fabianii* (Prever) führen. Damit können auch die hangenden Sedimente ohne Einschränkung in das Obereozän gestellt werden.

2. Weitere Vorkommen von *Haddonia heissigi* n. sp.

Bei der Durchsicht von Vergleichsschliffen wurden zahlreiche weitere Vorkommen der Gattung *Haddonia* ermittelt, die sich zum größten Teil auf die Art *heissigi* beziehen lassen. Dabei konnten einige Beobachtungen von Hagn & Wellnhofer (1967) verwertet werden; Gehäuse, welche von den genannten Autoren als *Placopsilina* bestimmt oder doch wenigstens als Angehörige der Familie Placopsilinidae bezeichnet wurden, zeigten fast immer die Merkmale der neuen Art.

Kalkalpin. — In den teilweise feinkonglomeratischen Fossilschuttkalken, welche im Oberlauf des Nierental-Grabens bei Hallthurm anstehen, konnten einige wenige Gehäusebruchstücke von *H. heissigi* nachgewiesen werden. Zusammen mit dieser Art wurden *Gypsina linearis* und *Chapmanina gassinensis* beobachtet (Schliffe G 252—253 a/66; G 886 a/68). Die Detrituskalke sind in das höhere Mitteleozän einzustufen (vgl. hierzu Hagn & Wellnhofer 1967, S. 241 bis 242).

Desgleichen wurde *H. heissigi* in einem obereozänen Fossilschuttkalk festgestellt, der am 5. 9. 1966 von Dr. D. Herm und dem Verfasser am Untersberg-Westfuß aufgesammelt wurde. Die Fundstelle befindet sich am Höhenweg an der Querung des Hängendstein-Grabens (Schliff G 887 a/68).

Helvetikum. — Knollige Lithothamnienkalke, welche in einem aufgelassenen Steinbruch am Kirchberg bei Neubeuern am Inn als lose Stücke gefunden wurden (vgl. hierzu Hagn 1954, S. 61), enthalten ziemlich selten Reste von *H. heissigi*. Das Gestein wird im wesentlichen von Corallinaceen (u. a. *Pseudolithothamnium)* aufgebaut, die mit Foraminiferen wiederholt Verwachsungsgemeinschaften bilden. Neben *Gypsina linearis* und *Fabiania cassis* kommen die Gattungen *Nubecularia* und *Miniacina* vor. Das Alter des Gesteins ist höheres Mittel- bis Obereozän (Schliff 80 a/51).

Gerölle aus der subalpinen Molasse. — Ein besonders reichliches Vorkommen von *H. heissigi* wurde in einem Geröll entdeckt, das auf einer Studentenexkursion am 18. 5. 1968 den oberaquitanen Konglomeraten der Blauen Wand im Traunprofil S Traunstein entnommen werden konnte. Es handelt sich um einen Lithothamnienschuttkalk („*Lithophyllum*-Kalk"), der durch das Auftreten kleiner Dolomitgeröllchen als kalkalpines Sediment ausgewiesen ist. Die Haddonien sind häufig mit Corallinaceen verwachsen. Ihre Gehäusewand schließt zahlreiche Dolomitbröckchen bzw. -körner ein. Die übrige Fauna besteht hauptsächlich aus Milioliden, die von den Gattungen *Nubecularia, Pararotalia, Asterigerina, Biarritzina* und *Eorupertia begleitet* werden. Die Altersbestimmung lautet: höheres Mittel- bis Obereozän[3]).

Von Hagn & Wellnhofer (1967, S. 271) wurden aus einem anderen Geröll derselben Fundschicht „Sandschaler, darunter dickwandige Gehäuse" beschrieben, die sich nunmehr ebenfalls als *H. heissigi* entpuppten. In Schliff G 756 a/67

[3]) Das Fehlen von Schliffnummern in diesem Kapitel bedeutet, daß die entsprechenden Schliffe aus sammlungstechnischen Gründen bisher noch nicht mit einer Nummer versehen worden sind.

fand sich ein Gehäuse, dessen Wand teilweise von kleinen Karbonatgeröllchen aufgebaut wird. Das Geröll trägt einen kalkalpinen Faziescharakter; es ist in die Biarritz-Stufe zu stellen.

An der Blauen Wand wurde am 5. 11. 1966 auf einer Studentenexkursion ein weiteres Geröll erbeutet, das gleichfalls Haddonien enthält. Allerdings können die vorliegenden Gehäuse nicht ohne weiteres mit *H. heissigi* vereinigt werden, wenn auch eine artliche Abtrennung infolge der großen Variabilität dieser Gattung vorerst nicht möglich ist. Es liegt ein Lithothamnienschuttkalk vor, in dem die Corallinaceen durch die Gattungen *Peyssonnelia* und *Pseudolithothamnium* sowie durch Lithothamnien s. l. vertreten werden. Ferner wurde *Distichoplax biserialis* (Dietrich) Pia erkannt. Bezeichnend ist außerdem die inkrustierende Foraminifere *Gypsina ogormani* (Douv.). Dazu gesellen sich Assilinen, Discocyclinen und Kleinforaminiferen. Bryozoen und Austernreste vervollständigen das faunistische Bild. Das Gestein ist sehr wahrscheinlich alpiner Herkunft. Es ist älter als höheres Mitteleozän; wie Hagn & Wellnhofer (1967, Fußn. 7d auf S. 228) bemerkten, treten Formen, die mit *G. ogormani* in Beziehung gebracht werden können, im Liegenden der „*Gypsina-linearis*-Zone" auf. Man hat es wohl mit einer untereozänen Ablagerung zu tun.

Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, daß Haddonien auch noch in anderen Geröllen von der Blauen Wand festgestellt wurden. Da aber ihre Reste zu spärlich sind, soll auf sie hier nicht näher eingegangen werden.

Haddonia heissigi fehlt auch in Geröllen aus der Faltenmolasse des Allgäus nicht. Diese Art kommt z. B. in einem *Lithophyllum*-Kalk (Schliff 15 a/51) vor, den Herr Prof. Dr. E. Kraus im Jahre 1950 im Graben WNW Wertach, N „im Stocka" bei 995 m, in einer altaquitanen Nagelfluh (Bunte Molasse) aufsammelte. Im Dünnschliff wurden neben den Corallinaceen *Lithophyllum, Archaeolithothamnium* und *Lithoporella* die Foraminiferen *Nummulites* cf. *fabianii, Asterigerina* und *Pararotalia* beobachtet. Die Heimat dieses obereozänen Algenkalks ist sehr wahrscheinlich in den Nördlichen Kalkalpen zu suchen.

In diesem Zusammenhang ist darauf hinzuweisen, daß auch ein Geröll aus dem Tobel SSW Almagmach SW Immenstadt, das der Verfasser ebenfalls Herrn Prof. Dr. E. Kraus verdankt und das dem kalkalpinen Obereozän entstammt, Haddonien birgt (Schliffe G 767—770 a/67; vgl. hierzu Hagn & Wellnhofer 1967, S. 272).

Gerölle und Geschiebe aus quartären Hüllschichten. — Nicht selten werden im eiszeitlichen Schutt des Alpenvorlandes und der Alpen selbst Alttertiärgesteine angetroffen, deren Fossilreichtum eine sichere Altersbestimmung erlaubt. Eine routinemäßige Überprüfung zahlreicher Funde hat gezeigt, daß die Gattung *Haddonia* zu den auffälligeren und durchaus nicht seltenen Faunenelementen zählt. Im folgenden seien einige Vorkommen allochthonen Eozäns aufgeführt, welche den genannten Sandschaler enthalten.

Der Findlingsblock von Pfaffing bei Wasserburg hat einige wenige Reste von *Haddonia heissigi* geliefert. Sie wurden von Hagn & Wellnhofer (1967,

S. 215, Taf. 2, Bild 1) als *Placopsilina* bestimmt (Schliff G 288 a/66). Auch die erratischen Blöcke kalkalpinen Obereozäns, welche von V. Fahlbusch am Haindorfer Berg bei Niederaschau entdeckt wurden (Hagn & Wellnhofer 1967, S. 261—262), sind nicht frei von dieser Art (Schliffe G 53 a/61 und G 744 a/67).

In einer Kiesgrube, die 200 m östlich Kling an der Straße Wasserburg — Schnaitsee eine würmeiszeitliche Moräne aufschließt, wurden auf einer gemeinsamen Exkursion mit den Herren Dr. E. Ott, P. Wellnhofer und F. Plumhoff am 3. 11. 1967 drei Geschiebe aufgesammelt, welche *H. heissigi* führen (Geschiebe 2, 4 und 12). Die feinsandigen Fossilschuttkalke sind durch das Auftreten von *Nummulites fabianii, Gypsina linearis, Fabiania cassis* und *Eorupertia* ausgezeichnet. Die Haddonien sind vorzüglich erhalten und lassen teilweise die perforierte Pseudochitin-Hülle sowie die lippenartigen Bildungen an den Septenenden gut erkennen. Sämtliche Geschiebe gehören dem inneralpinen Obereozän an. In derselben Kiesgrube wurde schon früher ein weiteres Geschiebe geborgen, das von Hagn & Wellnhofer (1967, S. 263) aus dem kalkalpinen Biarritz abgeleitet wurde; auch in ihm konnte *H. heissigi* nachgewiesen werden.

An einem Weg in Holzen bei Ebenhausen las Herr Dipl.-Geol. H. Bögel am 4. 6. 1968 ein verschlepptes glaziales Geschiebe auf, das wohl sicher dem Endmoränenbereich des Isargletschers zuzuordnen ist. An bezeichnenden Faunenelementen sind *Nummulites fabianii, Gypsina linearis, Chapmanina gassinensis, Fabiania cassis, Halkyardia minima, Eorupertia* und *Discocyclina* zu nennen. „*Pseudogypsina*" *multiformis* Trauth tritt in zahlreichen Gehäusen auf. Die Gattung *Haddonia* scheint hingegen nur in Bruchstücken auf. Das Geschiebe ist auf das inneralpine Obereozän zu beziehen.

Ferner liegen dem Verfasser zwei Gerölle vor, die im Niederterrassenschotter in einer Baugrube im Bereich der Technischen Hochschule München gefunden wurden (leg. Dr. E. Ott am 1. 12. 1967 bzw. Dr. D. Herm und Dr. E. Ott am 16. 2. 1968). In beiden Geröllen konnte *H. heissigi* beobachtet werden. Sie wird, wie gewöhnlich, von *Gypsina linearis* begleitet (Schliffe G 794 a/67 und G 905 a/68). Das Gestein ist als Fossilschuttkalk ausgebildet, dessen Alter als Biarritz bzw. höheres Mittel- bis Obereozän zu bestimmen ist. Es kann auf eine kalkalpine Herkunft geschlossen werden.

Ein weiterer Fund eines Haddonien-führenden Gesteins wurde von Herrn Dipl.-Geol. B. Bischoff am 19. 5. 1968 am Waldrand N Frohnloh bei Gauting gemacht. Es handelt sich um einen losen Block, der aus Altmoränen stammen dürfte. Der Fossilschuttkalk wird vorwiegend aus Corallinaceengrus aufgebaut. Ferner wurden Gehäuse von *Gypsina linearis, Fabiania cassis, Eorupertia* und *Heterostegina* festgestellt. Man hat es mit einem erratischen Vorkommen von kalkalpinem Obereozän zu tun.

Dasselbe Alter und dieselbe Abstammung besitzt ein Geröll bzw. Geschiebe, das Herr Dr. E. Ott am 18. 4. 1968 in einer alten Kiesgrube ca. 1 km westlich Unterbrunn bei Gauting, nördlich der Straße bei einer Feldkapelle, in

einer Moräne bzw. in einem moränennahen Schotter fand. Der feinsandige Fossilschuttkalk enthält u. a. *Nummulites fabianii, Gypsina linearis* und *Fabiania cassis*. In der Gehäusewand der Haddonien sind verhältnismäßig viele Quarzkörner agglutiniert (vgl. hierzu S. 18).

Schließlich kann gezeigt werden, daß entsprechende Gesteine auch im Bereich des Ammersee-Gletschers verbreitet sind. Als besonders schönes Beispiel hierfür dient ein Geröll, das Herr Dr. E. Ott am 24. 12. 1967 in Würmschottern aufsammelte, welche in einer Kiesgrube an der Straße U n e r i n g — Oberalting bei Weßling anstehen. Der feinsandige Fossilschuttkalk ist erfüllt von Foraminiferen und Corallinaceen; es seien nur die Gattungen *Bdelloidina, Nubecularia, Fabiania, Halkyardia, Carpenteria* und *Eorupertia* angeführt. *Haddonia heissigi* ist sehr häufig und wohlerhalten. Die äußerste Schicht der Gehäusewand zeigt eine Anhäufung von Quarz- und Karbonatkörnern im Sinne einer „couche protectrice" (vgl. hierzu S. 18). Das Gestein ist mit Sicherheit kalkalpinen Ursprungs; es kann in die Zeit zwischen höherem Mittel- und Obereozän eingestuft werden[3a]).

J u g o s l a w i e n. — Nach Hagn & Wellnhofer (1967, S. 245) tritt in den obereozänen Promina-Schichten Dalmatiens die Gattung *Haddonia* ebenfalls auf. Sie wurde in einem mergeligen Fossilschuttkalk von der Fossilfundstelle Drniš nachgewiesen (ded. Dr. R. Pavlovec, Ljubljana; Schliff G 742 a/67). Die vorliegende Art ist wiederum *H. heissigi.*

I t a l i e n. — Ein Dünnschliff, der von Präparationsabfällen einer riesenwüchsigen Schnecke — *Hippochrenes amplus* (Sol.) — aus dem Obereozän von T r i e n t angefertigt wurde, erwies sich unter dem Mikroskop als Gypsinenkalk (Schliff G 861 a/68). Neben *Gypsina linearis* und *Fabiania cassis* wurden Gehäusebruchstücke von *Haddonia heissigi* erkannt (vgl. hierzu Hagn & Wellnhofer 1967, Anmerkung 23 auf S. 287). Für die leihweise Überlassung des erwähnten Fossils sowie für die Erlaubnis, von den anfallenden Gesteinssplittern einen Dünnschliff herstellen zu dürfen, sei Herrn Dr. W. Resch, Innsbruck, bestens gedankt.

Haddonia heissigi wurde ferner in den Lithothamnienschuttkalken entdeckt, welche in der Umgebung von N a g o bei Torbole am Gardasee als „Oberer Nummulitenkalk" bekannt sind. Man hat sie als Äquivalente des Zeitbereichs höheres Mittel- bis Obereozän aufzufassen. *Gypsina linearis* ist ein häufiges Faunenelement. Die entsprechende Gesteinsprobe wurde am 13. 6. 1965 auf einer Studentenexkursion entnommen (Schliff G 192 a/65; vgl. hierzu Hagn & Wellnhofer 1967, S. 227).

Abschließend sei noch ein Fundort aus Mittelitalien angeführt. In obereozänen Fossilschuttkalken, welche von Herrn Dipl.-Geol. I. Kintscher, Berlin, am Monte Civita SW I s e r n i a, Matese-Gebirge, Prov. Campobasso, aufgesam-

[3a]) Der häufige Nachweis von *Haddonia heissigi* in kalkalpinen Sedimenten des höheren Mittel- bis Obereozäns ist ein weiterer Beweis für die Ansicht, daß der Alpenkörper zu dieser Zeit von einem Flachmeer bedeckt war (vgl. hierzu Hagn & Wellnhofer 1967, S. 273).

melt wurden, konnten neben *Gypsina linearis* ebenfalls sichere Reste von *Haddonia heissigi* beobachtet werden (vgl. hierzu HAGN & WELLNHOFER 1967, S. 277)[4]).

Zieht man das Fazit aus all den mitgeteilten Beobachtungen, dann muß man *Haddonia heissigi* wohl für eine Häufigkeitsform des höheren Mittel- bis Obereozäns halten. Besonders auffallend ist das reichliche Auftreten dieser Art im kalkalpinen Raum. Funde aus Jugoslawien und Italien deuten ferner auf eine weite Verbreitung nicht nur in der alpinen, sondern auch in der mediterranen Faunenprovinz hin. Zusammen mit der meist vergesellschafteten *Gypsina linearis* stellt *Haddonia heissigi* daher ein stratigraphisch wichtiges Faunenelement dar.

Einschränkend muß allerdings darauf hingewiesen werden, daß die Gattung *Haddonia* auch aus älteren Ablagerungen bekanntgeworden ist. So wurde bereits ausgeführt, daß Haddonien in einem Molassegeröll des Traunprofils vorkommen, das älter als Biarritz ist. SCHEIBNER (1968, S. 90, Taf. 6, Bild 5) beschrieb diese Gattung aus oberpaleozänen bis untereozänen Riffkomplexen der Westkarpaten. Desgleichen wurden Haddonien im südhelvetischen Unteren Lithothamnienkalk des Haunsbergs N Salzburg beobachtet, dem ein Ilerd-Alter zukommt. Die untersuchten Gesteinsproben wurden am 28. 8. 1966 am Jägersteig aufgesammelt, der zum Oberlauf des Kleinoichinger Grabens führt. Ähnliche Gehäuse wurden auch in einem oberkretazischen Lithothamnienschuttkalk des Südultrahelvetikums angetroffen, der als Komponente in Brekzien und Konglomeraten auftritt, welche unterhalb der Tregler Alm im Wendelsteinvorland anstehen. Diese wildflyschartigen Grobklastika besitzen ein Maastricht-Alter (Schliff G 867 a/68; leg. 17. 7. 1965).

Daraus erhellt, daß *H. heissigi* im höheren Mitteleozän nicht unvermittelt einsetzt, sondern sich aus Vorfahren entwickelt hat, die bis in die Oberkreide zurückreichen. Diese Formen sind aber bis heute erst ungenügend bekannt, so daß es späteren Untersuchungen vorbehalten bleiben muß, *H. heissigi* von ihnen artlich abzugrenzen.

F. Ökologische Aussagen

Die reiche Fauna und Flora, die zusammen mit *Haddonia heissigi* auftritt, gestattet sichere Rückschlüsse auf den ehemaligen Lebensraum. Salinität, Durchlüftung, Nahrungsangebot, Temperatur und Wassertiefe sind wichtige Faktoren, welche in einem günstigen Zusammenspiel erst die Entwicklung riesenwüchsiger und noch dazu massenhaft auftretender Foraminiferen ermöglichten.

Von diesem Standpunkt aus kann gesagt werden, daß *Haddonia heissigi* in einem vollmarinen Milieu gelebt hat. Die Durchlüftung und

[4]) Inzwischen konnte die Gattung *Haddonia* zusammen mit *Gypsina linearis* (HANZAWA) in einem oberlutetischen Nummulitenkalk von Elbeyli (Türkei) festgestellt werden. Für die Überlassung des Materials sei Herrn Dipl.-Geol. A. ROLOFF, Erlangen, bestens gedankt. — *Haddonia heissigi* wurde ferner in oligozäne Fossilschuttkalke mit Korallen und Rotalgen beobachtet, welche Herr Dr. J. LIEDHOLZ, Berlin, auf der Südabdachung des M. Moschiaturo, 1,4 km SSW des Gipfels, etwa 200 m SW Punkt 1235 (Blatt Morcone, Provinz Benevento, Italien) aufsammelte.

damit die Sauerstoffversorgung waren ohne Zweifel gut, was aus der Fülle der bodenbewohnenden Organismen geschlossen werden kann (vgl. hierzu S. 33). Dadurch ist auch ein Mangel an Nahrungsstoffen ausgeschlossen; ein Blick ins Mikroskop läßt eher an einen Überfluß denken, soweit man dies an den Hartteilen ablesen kann. Es ist ja immerhin zu berücksichtigen, daß die vorliegenden Reste nicht einer Biocönose und sogar nicht einmal einer Thanatocönose, sondern vielmehr einer Taphocönose oder besser gesagt einer Liptocönose angehören. Die Temperatur des Wassers war zweifellos hoch, denn nur in einer tropischen See konnte Kalk in so überreichem Maße abgeschieden werden. Dies betrifft zunächst *Gypsina linearis,* die als kalkschalige inkrustierende Foraminifere am Eisenrichter Stein ihr absolutes Größenmaximum erreicht, nämlich einen größten Durchmesser von 15 mm (Hagn & Wellnhofer 1967, S. 227). Ihre Gehäuse bauen sich aus einer Vielzahl von Lamellen auf. Aber auch andere Kalkabscheider konnten sich voll entfalten, so Foraminiferen, Kalkschwämme, Würmer, Mollusken usw. Desgleichen zeugt das häufig klumpige Wachstum von *Haddonia heissigi* von optimalen Lebensbedingungen; die angetroffenen Dimensionen sowie die ungewöhnliche Häufigkeit weisen in dieselbe Richtung. In diesem Zusammenhang darf auf die Feststellungen von Hagn & Wellnhofer (1967, S. 259) verwiesen werden, daß im Mittel- und Obereozän ein Klima-Optimum bestanden hat; dafür spricht das Riesenwachstum verschiedener Evertebraten in benachbarten oder entfernteren Regionen, so z. B. von *Nummulites millecaput* Boubée, Arten der Gattung *Fasciolites* (= *Alveolina* auctorum), von *Clavilithes kracherae* Hagn & Wellnhofer sowie anderer Mollusken.

Die meisten Hinweise auf die Wassertiefe vermitteln *Haddonia heissigi* und *Gypsina linearis,* weil diese Arten rezente Verwandte besitzen, deren Tiefenverbreitung gut bekannt ist. Es handelt sich um *H. torresiensis* bzw. um *Gypsina plana* (bezüglich der letzteren Art vgl. Hagn & Wellnhofer 1967, S. 225).

Chapman (1900, S. 7) fand *H. torresiensis* im Bereich des Funafuti-Atolls in Tiefen zwischen 25 und 200 Faden. Nach demselben Autor (Chapman 1901, Tab. auf S. 164) tritt die Gattung *Haddonia* in der Lagune von Funafuti zwischen 16 und 25 Faden auf; in derselben Arbeit wies Chapman (l. c., S. 183) darauf hin, daß *H. torresiensis* am besten in der Mitte der Lagune gedeihe, und zwar in Tiefen zwischen $7^1/_2$ und 26 Faden (l. c., S. 184). Wenig später gab der genannte Forscher (1902, Tab. auf S. 393) für *H. torresiensis* eine Tiefe von 25 bis 136 Faden an (1 Faden = fathom = 1,84 m). Desgleichen ist *„Polytrema" planum* Carter eine Form des Seichtwassers; sie wurde zwischen 16 und 26 Faden angetroffen (Chapman 1901, S. 202).

Aus diesen Angaben ist zu schließen, daß *Haddonia heissigi* und *Gypsina linearis* wohl kaum in einer größeren Tiefe als 100 m gelebt haben (vgl. hierzu Hagn & Wellnhofer 1967, S. 256). Ein Hinweis für noch geringere bathymetrische Verhältnisse ist darin zu erblicken, daß *H. heissigi* gelegentlich mit Corallinaceen verwachsen ist. So wurde im Schliff G 969 a/68 eine Besiedelungsgemeinschaft entdeckt, die sich vom Liegenden zum Hangenden aus folgenden Formen zusammensetzt: Koralle (Substrat); Lithothamnien s. l.; *Gypsina linearis; Haddonia heissigi;* Lithothamnien s. l.; *Gypsina linearis;* Lithothamnien s. l.; darüber

folgt nochmals ein Bewuchs von *H. heissigi*. Auch Gehäuse von *Eorupertia* wurden manchmal von Corallinaceen umhüllt (Schliff G 972 a/68). Da die Rotalgen Sonnenlicht für ihre Photosynthese benötigten, ist für den ursprünglichen Lebensraum wohl eine maximale Tiefe von 50 m anzunehmen.

Es ist allerdings zu berücksichtigen, daß die Schalen und Gehäuse, welche den Fossilschuttkalk des Eisenrichter Steins aufbauen, sich auf sekundärer Lagerstätte befinden. Sie wurden schon früh von ihrem ehemaligen Biotop entfernt und in tiefere Meeresgründe verschwemmt. Dabei fand bei den sessilen Formen häufig eine Loslösung von ihrem Substrat statt. Unter diesem Gesichtspunkt sind auch manche Angaben CHAPMAN's zu verstehen (s. oben); die verhältnismäßig großen Tiefen, in denen *H. torresiensis* gelegentlich gefunden wurde, lassen sich wohl am besten mit einer nachträglichen Umlagerung erklären.

Trotz allem ist zu folgern, daß die Meerestiefe, in der die untersuchten Gesteine abgelagert wurden, kaum sehr viel mehr als 50 m betragen hat. Auch die übrigen Faunenelemente widersprechen dieser Ansicht nicht (vgl. hierzu S. 33; ferner HAGN & WELLNHOFER 1967, S. 255—256). Das Schliffbild zeigt zudem eine ausgesprochene Unruhe; Resedimentationserscheinungen sind ziemlich häufig (vgl. hierzu S. 8). Daraus kann mit Fug und Recht auf eine kräftige Wasserbewegung geschlossen werden.

Schon eingangs wurde darauf hingewiesen (S. 7), daß *Haddonia heissigi* im SE-Teil des alten Steinbruchs am Eisenrichter Stein in einer Kalkbank besonders häufig auftritt. Die Gehäuse wurden allem Anschein nach postmortal verfrachtet und bankweise angereichert. Beim Transport aus den riffnahen Bereichen in die Fossilschuttfazies erlitten sie mancherlei Beschädigungen. Nicht wenige Gehäuse wurden zerbrochen oder doch wenigstens abgerollt und abgeschliffen; in einigen Fällen hat man es geradezu mit Haddonien-Geröllchen zu tun (Abb. 6; Taf. 3, Bild 1). Abb. 6 (S. 14) zeigt ein Gehäuse, das mit Kalzit ausgefüllt ist; in den basalen Teilen kann eine schwache Pelittrübung wahrgenommen werden. Auf der linken Seite ist die Gehäusewand bis auf die Kalzitfüllung der Kammerlumina abgerieben; die distalen Septenenden schwimmen im klaren Kalzit. Im vorliegenden Fall muß die Ausfüllung mit mineralischen Stoffen schon sehr früh, nämlich vor der Verdriftung erfolgt sein, denn andernfalls befänden sich die Reste der Kammerscheidewände heute nicht mehr im ursprünglichen Zusammenhang, sondern wären längst auseinandergebrochen. Wäre das Gehäuse bei der Einbettung leer gewesen, hätte außerdem bei einer Zerstörung der Außenwand Sediment in die Kammerräume eindringen können; so aber grenzt der sekundäre Kalzit der Kammerfüllung ohne Übergang an die umgebende pelitische Grundmasse. Eine derartige rasche Ausfällung von Kalziumkarbonat ist in der kalkreichen tropischen Flachsee nicht ungewöhnlich; sie kann auch für das Meer des kalkalpinen Obereozäns ohne weiteres angenommen werden (vgl. hierzu HAGN & WELLNHOFER 1967, S. 257).

Zahlreiche Gehäuse von *Haddonia heissigi* wurden hingegen im Schlamm des Fossilschuttkalkes eingebettet, bevor ihre Hohlräume mit Sediment irgendwelcher

Art ausgefüllt worden waren. Dies führte dazu, daß wasserhaltiger Pelit der Grundmasse in die Lumina eindrang. Durch die Setzung des Tonbreis entstand ein geopetales Gefüge; über dem Pelit bildeten sich infolge einer Infiltration von Kalziumkarbonat Kalzitkappen bzw. -hauben (z. B. Taf. 1, Bild 3). Das Endprodukt sind „Wasserwaagen", welche die Ober- und Unterseite einer Gesteinsbank anzeigen (vgl. hierzu in jüngster Zeit D. Richter 1968).

Die Beobachtung hat ergeben, daß die Grenze Pelit-Kalzit in den einzelnen Gehäusen meist gleichgerichtet verläuft. Nur hin und wieder scheinen diese ihre Lage nachträglich durch Kippung oder Drehung infolge des Sedimentdruckes verändert zu haben. Somit können die ehemaligen Lagerungsverhältnisse eindeutig rekonstruiert werden. Dabei wurde im Schliff A 179 a/68 beobachtet, daß die großen, langgestreckten Gehäuse von *Haddonia heissigi* ziemlich gut eingeregelt sind. Kleinere Gehäuse anderer Gattungen, z. B. von *Schlosserina,* zeigen hingegen keine Gesetzmäßigkeiten in ihren räumlichen Beziehungen; auch die Größenverhältnisse benachbarter Hartteile sind meist nicht aufeinander abgestimmt. Daraus geht hervor, daß die Sortierung des Schalenschutts nur unvollkommen ist. Dieser Befund weist darauf hin, daß die Sedimentanhäufung sehr rasch vor sich gegangen sein muß.

Daß das Eindringen der pelitischen Substanzen in der Regel erst nach der endgültigen Einbettung erfolgt ist, beweist Abb. 7 (S. 15). Das betreffende Gehäuse wurde mitsamt seinem Substrat transportiert und erst dann mit Pelit ausgefüllt. Auf diese Weise ist erklärlich, warum die Grenze Pelit/Kalzit fast senkrecht zur Anheftungsfläche verläuft. Außerdem lassen Pelit und Kalzit eine inverse Lagerung erkennen. Der ehemalige Tonschlamm erfüllt den oberen Teil der Kammerlumina, während sich die Kalzitkappen an der Basis der Kammern befinden. Das Gehäuse ist demnach gegenüber seiner früheren Lage um 90° verdreht eingebettet worden.

Einschränkend muß allerdings gesagt werden, daß nicht in allen Gehäusen Wasserwaagen ausgebildet sind. Sehr viele Kammern sind ausschließlich mit Pelit erfüllt, wobei darunter Tonmineralien verstanden werden, welche in einer kalzitischen Grundmasse liegen. Ist der tonige Anteil gering, beobachtet man nur eine pelitische Trübung. Ergänzend sei noch nachgetragen, daß im Inneren von pelitgefüllten Kammern, wenn auch ziemlich selten, kreisrunde kalzitische Gebilde auftreten, die man wohl als fossile Gasblasen deuten darf.

Schließlich sei darauf hingewiesen, daß der Transportweg der Haddonien nicht allzu groß gewesen sein kann, da neben zerbrochenen und abgerollten Gehäusen auch mehr oder weniger unversehrte Individuen angetroffen wurden. Wie schon ausgeführt, besitzt das größte beobachtete Gehäuse eine Länge von 22 mm, wobei sein Erhaltungszustand als ziemlich gut bezeichnet werden kann.

Es ist nunmehr die Frage aufzuwerfen, ob die Fossilschuttkalke des Eisenrichter Steins im Vorriff-Bereich oder in der Lagune zwischen Riff und Festland zur Ablagerung gekommen sind. Zunächst einmal wäre zu überlegen, welche Form das Riff der genannten Lokalität überhaupt besessen hat. Seit der klassischen Arbeit Darwin's (1876) über die Klassifizierung der

Riffe haben zahlreiche Autoren versucht, eine Einteilung in einzelne Rifftypen zu treffen. Nach HENSON (1950, S. 227 usf.) ist man veranlaßt, das Riff des Eisenrichter Steins als „reef-knoll" zu bezeichnen; der Riffkörper war sicherlich klein und besaß nur eine geringe Längserstreckung. Dementsprechend war eine Lagune wohl vorhanden, wenn auch vielleicht nicht allzu deutlich ausgebildet. Sie mag sich nach E bzw. SE in Richtung des Untersberg-Massivs erstreckt haben.

Bei Abwägung aller Kriterien kommt man zu dem Schluß, daß die Haddonien-führenden Gesteine nicht im Vorriff entstanden sind. Sie entstammen wohl eher einer Lagune. Dafür spricht vor allem die reichliche Zufuhr pelitischer Substanzen, die nur von einem Festland eingeflößt werden konnten. Im Riffkern selbst und im Bereich der Böschung zum offenen Meer hin sind tonige Gesteine nicht zu erwarten.

Auf einen lagunären Ablagerungsraum deutet ferner das reichliche Auftreten von *Gypsina linearis* hin (vgl. hierzu HAGN & WELLNHOFER 1967, S. 257). Durch das häufige Vorkommen von Milioliden wird diese Aussage noch erhärtet (vgl. hierzu CHAPMAN 1901, S. 169 usf.; KEMPER 1966, Abb. 6 auf S. 551; HAGN & WELLNHOFER 1967, S. 257). Auch *Haddonia heissigi* scheint sich in der Lagune besonders wohl gefühlt zu haben, wenn sie auch nicht auf diese beschränkt war; sie gleicht darin der nahe verwandten *H. torresiensis,* die in der Mitte des Funafuti-Atolls besonders gut gedeiht (CHAPMAN 1901, S. 183). Auf einen lagunenartigen Lebensraum läßt auch die Fülle der Verwachsungsformen schließen, welche durch Algen und Foraminiferen gebildet wurden; in diesem Biotop herrschte offenbar ein besonders scharfer Kampf ums Dasein, d. h. besser gesagt ein Kampf ums Substrat. Schließlich sei noch darauf hingewiesen, daß SCHLOSSER (1923, S. 288) bemerkte, die Korallengattung *Stylophora* trete auf der Innenseite der Riffe auf; in einer späteren Arbeit (1925, S. 11) betonte er, daß *Stylophora annulata* REUSS bei Hallthurm ungemein häufig sei. Auch diese Äußerung ist als Hinweis auf einen l a g u n ä r e n Charakter der Fossilschuttkalke des Eisenrichter Steins zu werten.

Kommen wir nun zum Ende. Es konnte gezeigt werden, daß in den Fossilschuttkalken des Eisenrichter Steins in *Haddonia heissigi* und *Gypsina linearis* zwei Arten vorliegen, deren nächste Verwandte *H. torresiensis* bzw. *G. plana* darstellen. Während die Haddonien durch eine „libero-sessile" Lebensweise ausgezeichnet sind, bildeten bzw. bilden die Gypsinen krustenartige Bewüchse. *H. torresiensis* und *G. plana* sind im Bereich der rezenten tropischen Riffe und ihrer Lagunen weitverbreitet; man kann sagen, daß ihr eigentliches Verbreitungsgebiet der Pazifische Ozean ist. Zu ihnen gesellen sich u. a. die Gattungen *Bdelloidina, Nubecularia* und *Carpenteria* (vgl. hierzu CHAPMAN 1898, S. 452). Da die genannten Genera auch im Obereozän der Bayerischen Alpen auftreten, hat man es offenbar mit konstanten Riffgemeinschaften zu tun, welche vom Eozän bis zur Jetztzeit nur geringfügige artliche Veränderungen erlitten haben.

Wendet man nun den Blick vom Alttertiär aus in das Mesozoikum zurück, so trifft man ähnliche Verhältnisse an. In früheren Kapiteln wurde bereits dargelegt, daß in der Kreide, im Jura und in der Trias Sandschaler vorkommen,

welche mit *H. heissigi* zahlreiche gemeinsame Merkmale besitzen. Es sind dies *Acruliammina longa, Labyrinthina mirabilis* und *Alpinophragmium perforatum.* Selbst wenn nicht in allen Fällen eine enge Verwandtschaft vorliegen sollte, müßte man zumindest an Konvergenzerscheinungen denken. Dies um so mehr, da alle genannten Gattungen und Arten einem weitgehend übereinstimmenden Lebensraum entstammen (vgl. hierzu Brönnimann & Jayet 1968, S. 22—23; Weynschenk 1951, S. 794; E. Flügel 1967, S. 395). Somit kann gesagt werden, daß bestimmte Sandschaler zumindest von der Oberen Trias an bis ins Holozän einen nicht unwesentlichen Anteil an der Zusammensetzung der oben erwähnten Riffgemeinschaften genommen haben[5]).

In diesem Zusammenhang ist ferner von Bedeutung, daß im Rät der Nördlichen Kalkalpen inkrustierende Organismen entdeckt wurden, die man bislang mit den Gattungen „incertae sedis" *Lithocodium* und *Bacinella* in Verbindung gebracht hat (vgl. hierzu Hagn & Wellnhofer 1967, S. 224). Es handelt sich hierbei um das Problematikum A von Ohlen (1959 Ms., S. 73, Taf. 10, Bild 1—2; Taf. 17, Bild 3)[6]). Richtiger dürfte es sein, diese Krusten ebenfalls als Foraminiferengehäuse aufzufassen. Freilich sind hier noch viele Fragen offen; so weiß man z. B. noch nichts von krustenförmigen Foraminiferen aus oberkretazischer und oligozäner Zeit. Deshalb wurde Frl. U. Dempewolff vom Verfasser mit der Aufgabe betraut, die Taxinomie und Phylogenie dieser krustenbildenden Organismen vom Rät bis zur heutigen Zeit eingehend darzustellen. Es wird eine reizvolle Aufgabe sein, diese Untersuchungen später auf das Paläozoikum auszudehnen.

Abschließend sei daher festgehalten, daß sowohl bestimmte sand- als auch kalkschalige Foraminiferen einen festen Bestandteil von Riffgemeinschaften bilden, welche inzwischen von der Oberen Trias bis zur Jetztzeit, wenn auch noch lückenhaft, bekanntgeworden sind.

G. Literaturverzeichnis

Adams, C. G.: Calcareous Adherent Foraminifera from the British Jurassic and Cretaceous and the French Eocene. — Palaeontology, **5**, S. 149—170, Taf. 21—24, 1 Abb., London 1962

Ampferer, O.: Über den Westrand der Berchtesgadener Decke. — Jb. Geol. Bundesanst., **77**, S. 205—232, 17 Abb., Wien 1927

Arnold, Z. M.: Biological Clues in Interpreting the Biogeography of the Foraminifer *Nubecularia lucifuga* Defrance. — Proc. Internat. Confer. Trop. Oceanogr. (Miami, Florida 1964), S. 622—631, 12 Abb., Miami 1967 (1967 a)

[5]) Damit kann der Ansicht E. Flügel's (1967, S. 395), in den rezenten Riffbereichen gäbe es keine sessilen Foraminiferen, welche mit *Alpinophragmium* verglichen werden könnten, nicht zugestimmt werden.

[6]) Das Problematikum A Ohlen's ist nicht ident mit dem Problematikum 3 von E. Flügel, wie sein Autor annahm (E. Flügel 1964, S. 81). Ersteres ist ein kalzitischer Krustenbildner, letzteres ein Sandschaler (vgl. hierzu S. 32).

Arnold, Z. M.: Biological Observations on the Foraminifer *Calcituba polymorpha* Roboz. — Arch. Protistenk., **110**, S. 280—304, Taf. 1—2, 2 Abb., 1 Tab., Jena 1967 (1967 b)

Bermudez, P. J. & Rivero, F. Ch. De: Estudio sistematico de los Foraminiferos quitinosos, microgranulares y arenaceos. — Ed. Bibl. Univ. Central Venezuela, **14**, S. 1 bis 401, 40 Abb. („Fig."). Caracas 1963

Boden, K.: Geologisches Wanderbuch für die Bayerischen Alpen. — S. 1—6, S. 1—458, 59 Abb., Verlag F. Enke, Stuttgart 1930

Boussac, J.: Études stratigraphiques sur le Nummulitique Alpin. — Mém. pour serv. à l'explic. Carte Géol. Détaill. de la France, S. I—XXX, S. 1—662, Taf. 1—20, 181 Abb., 17 Tab., Paris 1912

Brönnimann, P. & Jayet, A.: Sixième note sur les Foraminifères du Crétacé inférieur de la région genevoise. Sur la présence d'un Foraminifère arénacé, *Acruliammina longa* (Tappan), dans l'Hauterivien inférieur de la Clie-du-Vuarne (Chaînon de la Dôle, Jura vaudois, Suisse). — C. R. des Séances, Sphn Genève, N. S., **2**, 1967, S. 5—23, 1 Taf., 9 Abb., Genf 1968

Carter, H. J.: Description of *Bdelloidina aggregata*, a New Genus and Species of Arenaceous Foraminifera, in which their So-called „Imperforation" is Questioned. — Ann. Mag. Nat. Hist., 4. ser., **19**, S. 201—209, Taf. 13, London 1877

Cati, F.: Nuovo Lituolide nei Calcari grigi liassici del Vicentino. — Giorn. Geol., Ann. Mus. Geol. Bologna, Ser. 2, **27**, 1956, S. 1—10, Taf. 1, 2 Abb., Bologna 1959

Chapman, F.: On *Haddonia*, a New Genus of the Foraminifera, from Torres Straits. — J. Linn. Soc. London, Zool., **26**, 1897—1898, S. 452—456, Taf. 28, 1 Abb., London 1898

Chapman, F.: On Some New and Interesting Foraminifera from the Funafuti Atoll, Ellice Islands. — J. Linn. Soc. London, Zool., **28**, 1900—1903, S. 1—27, Taf. 1—4, 2 Abb., London 1900

Chapman, F.: Foraminifera from the Lagoon at Funafuti. — J. Linn. Soc. London, Zool., **28**, 1900—1903, S. 161—210, Taf. 19—20, 2 Abb., 2 Tab., London 1901

Chapman, F.: On the Foraminifera Collected Round the Funafuti Atoll from Shallow and Moderately Deep Water. — J. Linn. Soc. London, Zool., **28**, 1900—1903, S. 379—417, Taf. 35—36, 4 Tab., London 1902

Cushman, J. A.: Foraminifera. Their Classification and Economic Use. — Fourth ed., S. I—IX, S. 1—605, Taf. 1—31, Taf. 1—55 (Key), 9 Abb., Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass. 1948

Cushman, J. A. & Bermudez, P. J.: Additional New Species of Eocene Foraminifera from Cuba. — Contr. Cushm. Lab. Foram. Res., **13**, S. 106—110, Taf. 16, Sharon, Mass. 1937

Darwin, Ch.: Über den Bau und die Verbreitung der Corallen-Riffe. Nach der zweiten, durchgesehenen Ausgabe aus dem Englischen übersetzt von J. V. Carus. — S. I—XIV, S. 1—231, Taf. 1—3, 6 Abb., Verlag E. Schweizerbart, Stuttgart 1876

Deninger, K.: Beitrag zur Kenntnis der Molluskenfauna der Tertiärbildungen von Reit im Winkel und Reichenhall. — Geogn. Jh., **14**, S. 221—245, Taf. 7—8, 1 Tab., München 1901

Elias, M. K.: Paleozoic *Ptychocladia* and Related Foraminifera. — J. Paleont., **24**, S. 287—306, Taf. 43—45, 2 Abb., 1 Tab., Tulsa/Oklah. 1950

Ellis, B. F. & Messina, A.: Catalogue of Foraminifera. — The American Museum of Natural History Special Publication, New York 1940 (with supplements)

Farinacci, A. & Radoičić, R.: Correlazione fra serie giuresi e cretacee dell'Appennino centrale e delle Dinaridi esterne. — Ric. sci., 34 (II—A), S. 269—300, Taf. 1—15, 4 Abb., Rom 1964

Flügel, E.: Mikroproblematika aus den rhätischen Riffkalken der Nordalpen. — Paläont. Z., **38**, S. 74—87, Taf. 8—9, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1964

Flügel, E.: Eine neue Foraminifere aus den Riff-Kalken der nordalpinen Ober-Trias: *Alpinophragmium perforatum* n. g., n. sp. — Senck. leth., **48**, S. 381—402, Taf. 1—2, 8 Abb., 2 Tab., Frankfurt a. Main 1967

Fourcade, E. & Neumann, M.: A propos des genres *Labyrinthina* Weynschenk, 1951 et *Lituosepta* Cati, 1959. — Rev. Micropaléont., **8**, S. 233—239, Taf. 1—2, 2 Abb., Paris 1966

Fuchs, Th.: Versteinerungen aus den Eocänbildungen der Umgebung von Reichenhall. — Verh. k. k. Geol. Reichsanst., S. 132—135, Wien 1874

Galloway, J. J.: A Manual of Foraminifera. — James Furman Kemp Mem. Ser., Publ. **1**, S. I—XII, S. 1—483, Taf. 1—42, 33 Abb., Bloomington, Ind. 1933

Gümbel, C. W.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — S. I—XX, S. 1—950, 5 geol. Karten, 1 Bl. Gebirgsansichten, 42 Profiltaf., 25 Abb., Verlag Justus Perthes, Gotha 1861

Gümbel, C. W.: Beiträge zur Foraminiferenfauna der nordalpinen, älteren Eocängebilde oder der Kressenberger Nummulitenschichten. — Abh. k. bayer. Akad. Wiss., II. Cl., **10**, II. Abth., S. 1—152, Taf. 1—4, München 1868

Gümbel, C. W. v.: Die geologische Stellung der Tertiärschichten von Reit im Winkel. — Geogn. Jh., **2**, S. 163—175, Cassel 1889

Gümbel, K. W. v.: Geologie von Bayern. Zweiter Band. Geologische Beschreibung von Bayern. — S. I—VIII, S. 1—1184, zahlr. Abb. und Tab., 1 geol. Karte, Verlag von Th. Fischer, Cassel 1894

Hagn, H.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Helvetikum und Flysch des Gebietes von Neubeuern am Inn (Oberbayern). — Geologica Bavarica, **22**, S. 1—136, 1 geol. Karte 1:12 500 mit Profilen, 26 Abb., München 1954

Hagn, H.: Zur Kenntnis alpiner Eozän-Foraminiferen III. *Eorupertia cristata* (Gümbel). — Paläont. Z., **29**, S. 46—73, Taf. 4—6, 2 Abb., Stuttgart 1955

Hagn, H.: Geologische und paläontologische Untersuchungen im Tertiär des Monte Brione und seiner Umgebung (Gardasee, Ober-Italien). — Palaeontographica, **107**, A, S. 67 bis 210, Taf. 7—18, 8 Abb., Stuttgart 1956

Hagn, H.: Das Alttertiär der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **7**, S. 245—320, 3 Abb., 1 Tab., München 1967

Hagn, H. & Wellnhofer, P.: Ein erratisches Vorkommen von kalkalpinem Obereozän in Pfaffing bei Wasserburg. Mit einem Beitrag von Alfred Selmeier. — Geologica Bavarica, **57**, S. 205—288, Taf. 1—12, 5 Abb., München 1967

Halkyard, E.: The Fossil Foraminifera of the Blue Marl of the Côte des Basques, Biarritz. Edited with Additions by E. Heron-Allen & A. Earland. — Mem. Proc. Manchester Phil. Soc., **62**, S. I—XXIV, S. 1—145, Taf. 1—9, Manchester 1919

Haug, E.: Les nappes de charriage des Alpes Calcaires Septentrionales. — Bull. Soc. Géol. France, 4. sér., **6**, S. 359—422, Taf. 10—11, 8 Abb., 1 Tab., Paris 1906

Hedley, R. H.: The Significance of an „Inner Chitinous Lining" in Saccamminid Organisation, with Special Reference to a New Species of *Saccammina* (Foraminifera) from New Zealand. — New Zeal. J. Sci., **5**, S. 375—389, 7 Abb., Wellington 1962

Heim, Arn.: Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. Versuch zu einer Revision der alpinen Eocaen-Stratigraphie. — Abh. schweiz. paläont. Ges., **35**, S. I—XI, S. 1—301, Taf. 1—8, 26 Abb., 24 Tab., Zürich 1908

Henbest, L. G.: Ecology and Life Association of Fossil Algae and Foraminifera in a Pennsylvanian Limestone, McAlester, Oklahoma. — Contr. Cushm. Found. Foram. Res., **9**, S. 104—111, Taf. 20, 1 Tab., Ithaca, N. Y. 1958

Henson, F. R. S.: Cretaceous and Tertiary Reef Formations and Associated Sediments in Middle East. — Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., **34**, S. 215—238, 14 Abb., 1 Tab., Tulsa/Oklah. 1950

Herm, D.: Die Schichten der Gosau und des Alttertiärs im Becken von Reichenhall und in seinem südlichen und westlichen Randbereich. — Unveröff. Dipl.-Arbeit, 105 S., 7 geol.

K. 1:5 000, 32 Abb., Inst. f. Geol. d. Techn. Hochsch., München 1957 (zitiert als 1957 Ms.)

Hillebrandt, A. v.: Das Alttertiär im Becken von Reichenhall und Salzburg (Nördliche Kalkalpen). — Z. deutsch. Geol. Ges., 1961, **113**, S. 339—358, 7 Abb., Hannover 1962

Hofker, J.: Foraminifera from the Cretaceous of South-Limburg, Netherlands. LXXVII. Arenaceous Foraminifera Attached to the Walls of Holes in the Hard Grounds of the Lower Md in the Quarry Curfs: *Coscinophragma cribrosum* (Reuss); *Placopsilina cenomana* D'Orbigny; *Bdelloidina vincentownensis* Hofker. — Naturhist. Maandbl., **54**, S. 29—32, 10 Abb., Maastricht 1965

Hofker, J. sen.: Hat die feinere Wandstruktur der Foraminiferen supragenerische Bedeutung? — Paläont. Z., **41**, S. 194—198, Taf. 19—21, Stuttgart 1967

Hofker, J. sen.: Foraminifera from the Bay of Jakarta, Java. — Bijdr., Dierk., Lief. **37**, S. 11—59, Taf. 1—12, 3 Abb., Amsterdam 1968

Kemper, E.: Beobachtungen an obereozänen Riffen am Nordrand des Ergene-Beckens (Türkisch-Thrazien). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **125**, Festband Schindewolf, S. 540 bis 554, Taf. 48—49, 6 Abb., Stuttgart 1966

Kristan-Tollmann, E.: Die Foraminiferen aus den rhätischen Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Aussee im Salzkammergut. — Jb. Geol. Bundesanst., Sonderband **10**, S. 1—189, Taf. 1—39, 6 Abb., Wien 1964

Lebling, C.: Geologische Beschreibung des Lattengebirges im Berchtesgadener Land. — Geogn. Jh., **24**, 1911, S. 33—103, 1 geol. Karte 1 : 25 000 (Taf. 1), 1 Profiltaf. (Taf. 2), 10 Abb., München 1912

Le Calvez, J.: Les perforations du test de *Discorbis erecta* (Foraminifère). — Bull. Lab. Mar. Dinard, **29**, S. 1—5, 1 Abb., Dinard 1947

Lindenberg, H. G.: Gehäuse aus Sand bei einzelligen Tieren. — Natur und Museum, **97**, S. 244—258, 9 Abb., Frankfurt a. M. 1967

Loeblich, A. R., Jr. & Tappan, H.: Revision of Some Recent Foraminiferal Genera. — Smiths. Misc. Coll., **128**, Nr. 5, S. 1—37, Taf. 1—4, Washington 1955

Loeblich, A. R., Jr. & Tappan, H.: Part C. Protista 2. Sarcodina. Chiefly „Thecamoebians" and Foraminiferida. — In: Treatise on Invertebrate Paleontology, 2 Bände, S. I—XXXI, 1—900, 653 Abb., The University of Kansas Press 1964

Maync, W.: Critical Taxonomic Study and Nomenclatural Revision of the Lituolidae Based Upon the Prototype of the Family, *Lituola nautiloidea* Lamarck, 1804. — Contr. Cushm. Found. Foram. Res., **3**, S. 35—56, Taf. 9—12, 3 Abb., Washington 1952

Ohlen, H. R.: The Steinplatte Reef Complex of the Alpine Triassic (Rhaetian) of Austria.— Unveröff. Diss., 123 S., 20 Taf., 8 Abb., Univ. Princeton 1959 (zitiert als 1959 Ms.)

Oppenheim, P.: Das Alttertiär der Colli Berici in Venetien, die Stellung der Schichten von Priabona und die oligocäne Transgression im alpinen Europa. — Z. deutsch. geol. Ges., **48**, S. 27—152, Taf. 2—5, 3 Tab., Berlin 1896

Oppenheim, P.: Die Priabonaschichten und ihre Fauna im Zusammenhange mit gleichalterigen und analogen Ablagerungen vergleichend betrachtet. — Palaeontographica, **47**, S. 1—348, Taf. 1—21, 33 Abb., Stuttgart 1900—1901

Ott, E.: Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., mathem.-naturw. Kl., N. F., Heft **131**, S. 1—96, Taf. 1—10, 9 Abb., 5 Tab., München 1967 (1967 a)

Ott, E.: Dasycladaceen (Kalkalpen) aus der nordalpinen Obertrias. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **7**, S. 205—226, Taf. 12—13, 5 Abb., 1 Tab., München 1967 (1967 b)

Pirini, C.: Presenca di „*Orbitopsella praecursor*" (Gümbel) nella zona di Monte Marsicano (Abruzzo). — Riv. Ital. Paleont., **71**, S. 1169—1178, Taf. 100—101, Mailand 1965

Radoičić, R.: Mikropaleontološke odlike i stratigrafska korelacija nekih jurskih stubova spoljašnih Dinarida. — Nafta, **15**, S. 1—10, 4 Abb., Zagreb 1964 (Paginierung des Sonderdrucks)

Raffi, G. & Forti, A.: Micropaleontological and Stratigraphical Investigations in „Montagna del Morrone" (Abruzzi-Italy). — Rev. Micropaléont., **2**, S. 8—20, Taf. 1—2, 2 Abb., 1 Tab., Paris 1959

Reis, O. M.: Die Korallen der Reiter Schichten. — Geogn. Jh., **2**, S. 91—162, Taf. 1—4, 3 Abb., 2 Tab., Cassel 1889

Rhumbler, L.: Die Foraminiferen (Thalamophoren) der Plankton-Expedition. Zugleich Entwurf eines natürlichen Systems der Foraminiferen auf Grund selektionistischer und mechanisch-physiologischer Faktoren, Zweiter Teil. Systematik: Arrhabdammidia, Arammodisclidia und Arnodosammidia. — Ergebn. Plankton-Exped. Humboldt-Stiftung, **3**, Lief. c, S. 331—476, Abb. 111—175, 3 Tab., Kiel und Leipzig 1913

Richter, D.: Nur teilweise mit Sediment gefüllte Brachiopodenschalen als „fossile Wasserwaagen" — ein Hinweis auf die Lagerungsverhältnisse massiger Kalkabfolgen. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., S. 32—37, 3 Abb., Stuttgart 1968

Sartoni, S. & Crescenti, U.: Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino Meridionale. — Giorn. Geol., Ann. Mus. Geol. Bologna, Ser. 2, **29**, 1960—1961, S. 161—302, Taf. 11—52, 1 Tab., Bologna 1962

Scheibner, E.: Contribution to the Knowledge of the Palaeogene Reef-Complexes of the Myjava-Hričov-Haligovka Zone (West Carpathians). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **8**, S. 67—97, Taf. 4—7, 14 Abb., 1 Tab., München 1968

Schlager, M.: Zur Geologie des Untersberges bei Salzburg. — Verh. Geol. Bundesanst., S. 245—255, 1 geol. Kartenskizze, Wien 1930

Schlosser, M.: Revision der Unteroligocänfauna von Häring und Reut im Winkel. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. **47**, 1922, S. 254—294, 1 Tab., Stuttgart 1923

Schlosser, M.: Die Eocaenfaunen der bayerischen Alpen. I. Teil: Die Faunen des Unter- und Mitteleocaen. II. Teil: Die Obereocaenfauna. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Abt., **30**, 7. Abh., S. 1—207, S. 1—68, Taf. 1—8, 4 Tab., München 1925

Taugourdeau-Lantz, J. & Poignant, A.: La membrane chitinoide de quelques Foraminifères. — Rev. Micropaléont., **7**, S. 68—71, Taf. 1, 1 Abb., Paris 1964

Terquem, O.: Les Foraminifères de l'Éocène des environs de Paris. — Mém. Soc. Géol. France, 3. sér., **2**, S. 1—193, Taf. 1—20, Paris 1882

Vitális-Zilahy, L.: Felsöeocén Foraminiferák Felsötárkány környékéröl (Dny-Bükk). — Magy. áll. földt. Int. évi Jel., 1965, S. 393—441, Taf. 1—11, 1 Tab., Budapest 1967

Weynschenk, R.: Two New Foraminifera from the Dogger and Upper Triassic of the Sonnwend Mountains of Tyrol. — J. Paleont., **25**, S. 793—795, Taf. 112, 3 Abb., 1 Tab., Tulsa/Oklah. 1951

Weynschenk, R.: A Note on the Jurrassic Markers *Pseudocyclammina lituus* Yabe and Hanzawa and *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk. — The Micropaleontologist, **8**, S. 47, New York 1954

Weynschenk, R.: Some Rare Jurassic Index Foraminifera. — Micropaleontology, **2**, S. 283—286, Taf. 1, 3 Abb., 1 Tab., New York 1956

Tafelerläuterungen

Tafel 1

Bild 1: *Haddonia heissigi* n. sp., Paratypus. Slg. München Prot. 2950. Längsschnitt durch ein „kriechendes Gehäuse". Schliff G 930 a/68. x 20. Zu S. 14

Bild 2: Sandschaler, gen. et sp. indet. Längsschnitt. Schliff G 929 a/68. x 20. Zu S. 23

Bild 3: *Haddonia heissigi* n. sp., Paratypus. Slg. München Prot. 2951. Schnitt durch ein gebogenes Gehäuse in Einbettungslage (Pelit unten, Kalzitkappe oben). Die Wachstumsrichtung des Gehäuses verläuft umgekehrt; die jüngste Kammer befindet sich im unteren Bildabschnitt. Schliff G 932 a/68. x 18. Zu S. 43

Bild 4: *Haddonia heissigi* n. sp., Paratypus. Slg. München Prot. 2952. Längsschnitt durch ein scheinbar biserial struiertes Gehäuse. Schliff G 947 a/68. x 20. Zu S. 13

Tafel 2

Bild 1: *Haddonia heissigi* n. sp., Paratypus. Slg. München Prot. 2950. Schnitt durch die Gehäusewand (vergrößerter Ausschnitt von Bild 1 auf Taf. 1). Die inkohlte Pseudochitin-Tapete ist mächtig entwickelt. Schliff G 930 a/68. x 120. Zu S. 17—19

Bild 2: *Haddonia heissigi* n. sp., Paratypus. Slg. München Prot. 2953. Schnitt durch die Gehäusewand. Die Innenschicht ist stark reduziert. Die agglutinierte Außenwand zeigt geradegestreckte Poren, welche sich in die Innenschicht fortsetzen. Schliff G 930 a/68. x 120. Zu S. 18

Bild 3: *Haddonia heissigi* n. sp., Paratypus. Slg. München Prot. 2954. Schnitt durch zwei feinfaserige Lippen, welche den distalen Septenenden aufsitzen. Die linke Lippe ist schräg geschnitten, so daß im Zentrum ein Rest der agglutinierten Außenschicht aufscheint. Schliff G 930 a/68. x 120. Zu S. 20

Tafel 3

Bild 1: *Haddonia heissigi* n. sp., Paratypus. Slg. München Prot. 2955. Längsschnitt durch ein Geröllchen eines Gehäuses. Die an Fremdkörpern reiche Außenwand sowie die infolge Inkohlung schwärzlich gefärbte Innenschicht sind gut zu sehen. Die feinfaserigen Lippen, welche den distalen agglutinierten Septenenden aufsitzen, sind wohlentwickelt. Schliff G 940 a/68. x 70. Zu S. 19, 42

Bild 2: *Haddonia heissigi* n. sp., Paratypus. Slg. München Prot. 2956. Tangentialschnitt durch eine Kammer. Im Zentrum wurde das Kammerlumen angeschnitten. Es wird von der Innenschicht ummantelt, welche teilweise schwärzlich gefärbt ist. Die Poren sind deutlich ausgebildet. Im linken oberen Teil des Bildes befindet sich ein Rest einer feinfaserigen Lippe. Die peripheren Teile des Bildes werden von der agglutinierten Außenwand eingenommen. Schliff G 930 a/68. x 120. Zu S. 19

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 8 | 51—65 | München, 15. 12. 1968

On the Discovery of Microfauna in the Opalinus Beds (Klippen Belt, West Carpathians)

By Viera Scheibnerová, Bratislava[1])

56 Figures

Summary

In the work is described a microfauna from a new locality of the Opalinus Beds in the Orava valley (Orava area) in the Klippen Belt, West Carpathians, which represents a first discovery of such a microfauna on the Slovak territory. In the work are presented 15 species of foraminifers and 4 species of ostracods.

Zusammenfassung

In dieser Arbeit wird eine Foraminiferen- und Ostrakodenfauna aus den Opalinus-Schichten von einem neuen Fundort im Orava-Tal (Orava-Gebiet) in der Klippenzone, Westkarpaten bekannt gemacht. Es stellt die erste Erwähnung einer Mikrofauna aus den Opalinus-Schichten in der Slowakei dar. 15 Foraminiferenarten und 4 Ostrakodenarten werden beschrieben.

Acknowledgements

I should like to express my gratitude to the Alexander von Humboldt-Stiftung for an invitation to Germany to continue in my research work and to Professor Dr. R. Dehm, the head of the Institut für Paläontologie und historische Geologie of the Maximilian's University in Munich for a kind allowance to work at his institute. My very sincere thanks are due to Professor Dr. H. Hagn for a many-sided help and to Dr. D. Herm for his help during edition of this manuscript.

Introduction

In 1967 during the study excursion with S. W. Alexandrowicz, K. Birkenmajer, E. Scheibner and the author of this paper a new locality of the Opalinus Beds has been found (north-west of Zemianska Dedina, north of Lučivná, text-fig. 1). The Opalinus Beds yielded a rich assemblage of microfauna of foraminifers and ostracods description of which is a matter of this paper.

[1]) Doc. RNDr. Viera Scheibnerová, Department of Palaeontology, J. A. Comenius University, Gottwaldovo n. 2, Bratislava, Czechoslovakia.

The term Opalinus Beds (Opalinus Member) was introduced in the Klippen Belt by L. Hohenegger (1855, p. 308) and attributed to the Lower Dogger. The type locality was between Szaflary and Rogoznik (in Poland), i. e. the outcrop studied already by L. Zeuschner (1833, p. 22). More accurately, these beds were defined by E. Mojsisovics (1867, p. 212). A rich ammonite fauna characteristic of these beds on the Polish territory has been studied by several authors: G. G. Pusch (1837), L. Zeuschner (1846, 1856), L. Hohenegger (1855), E. Mojsisovics (1867), K. Zittel (1868, 1869), M. Neumayr (1871) and V. Uhlig (1878, 1890) and K. Birkenmajer (1962, 1963); on the Slovak territory by D. Andrusov (1953) and E. Scheibner (1964).

As Opalinus Beds we define a sequence of gray, gray-blue, yellow usally spotted marls, shaly limestones and marly shales. The thickness is about 10 m, also more. Stratigraphical range of the Opalinus Beds on the basis of the rich ammonite fauna is Upper Toarcian and Lower Aalenian (E. Scheibner 1964 — on the Slovak territory). The most typical occurrences of the Opalinus Beds are in Poland (Pieniny Mts.), however, they occur also on the Slovak territory of the Klippen Belt.

Detailly, with the Opalinus Beds deals K. Birkenmajer (1963) in his monograph of the Czorsztyn Unit in the Polish part of the Klippen Belt. Among others he quotes a list of fauna showing the following ages: Lower-Middle Aalenian *(Tmetoceras scissum, Leioceras opalinum),* Upper Toarcian *(Dumortieria costula),* Middle-Upper Toarcian *(Calliphylloceras nilssoni, Harpoceras elegans).* According to K. Birkenmajer (1963) the Opalinus Beds represent at least the following zones: aalensis, opalinus and scissum.

Description of the new locality of the Opalinus Beds

North-west of Zemianska dedina village in the Orava valley (Orava area), north of Lučivná, on the left bank of the Hldočín stream, approximately 300 m north-east of the elevation point 877 (Fig. 1) was discovered a new occurrence of the Opalinus Beds. At the northern margin of the Klippen Belt occur small klippes of the Czorsztyn Unit surrounded by red Globotruncana marls on the north in tectonic contact with the Magura Palaeogene. Besides the Upper Cretaceous red marls there occur fragments of variegated Globotruncana marls, green, variegated marlstones and limestones of the Albian, Tithonian — Lower Cretaceous (Berriasian) Calpionella limestones, red nodular limestones of the Dogger — Malm and in erosion grooves and in the cut of the field road were found yellow, gray and brown spotted marls, marlstones, shaly limestones with numerous fragments of ammonites. The outcrop of the Opalinus Beds is up to 10 m long and 3—5 m broad. The sequence is strongly tectonically affected and it is rather difficult to reconstruct the detailed stratigraphical conditions. Some fragments of ammonites were determined as *Leioceras* aff. *opalinum* (Rein.). Microscopial study showed that the rocks are represented by micrites with Sponges and other minute organic fragments and some micrites contain a silt material (minute quartz grains).

The Opalinus Beds represent a member of stratigraphy of the Czorsztyn Unit. They deposited at the beginning of development of the Jurassic sedimentation, i. e. in a shallow environment with a rich contribution of organic material. Most probably, due to a greater amount of organic remains the hydrosulphuric acid concentrations occurred in the deposited sediment. In the same time a greater amount of pelitic material covering the organic remains caused a retarded decay of the latter which resulted in a reduced environment in the sediment. In consequence of the mentioned both micro- and macrofauna is frequently pyritized. According to K. Birkenmajer (1963) sedimentary conditions could be also very similar to those in lagoons and as evidence of this he quotes a considerable amount of ostracods in these beds.

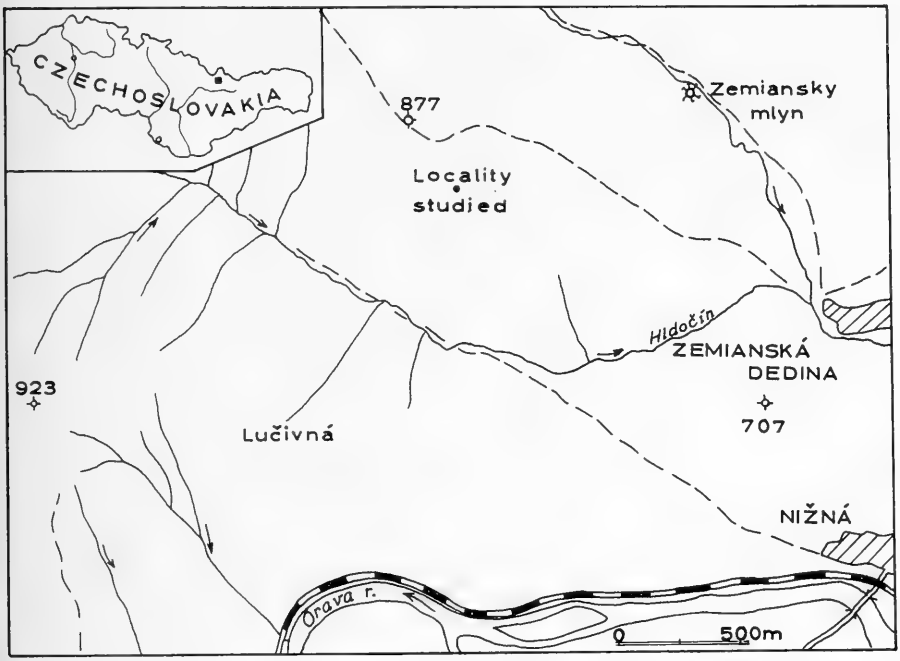


Fig. 1: Locality map of the Opalinus Beds (Klippen Belt, West Carpathians)

In the beds described were found the following species of foraminifers and ostracods:

Ammodiscus incertus (d'Orb.)
Ammobaculites agglutinans (d'Orb.)
Trochammina inflata (Montagu)
Involutina liassica (Jones)
Nodosaria crispata Terq.

Nodosaria fontinensis Terq.
Nodosaria denticulata-costata Franke
Dentalina turgida Schwager
Dentalina vetustissima d'Orb.
Lenticulina splendens Terq.
Lenticulina stilla Terq.
Marginulina prima d'Orb.
Frondicularia sulcata Bornemann
Frondicularia regularis Paalzow
Flabellina cf. *deslongschampsi* Terq.
? Gen. indet. (*Paracypris* sp.)
Bairdia cassiana (Reuss)
Schuleridea sp.
Exophthalmocythere sp.

The microfauna shows the age Upper Lias — Lower Dogger. In general, the material studied is very rich, unfortunately rather badly preserved. Foraminifers form about 70 % of the association, ostracods 30 %. From among foraminifers about 40 % is formed of Agglutinantia. Remaining part is formed of *Nodosaria* and *Dentalina* (mostly fragments) and smooth forms are prevailing. Genus *Lenticulina* is rather rare and represented by forms with tendency to uncoiled later chambers. *Lenticulina* with a rich sculpture has not been found.

Ostracods in the Opalinus Beds and in general in the Mesozoic sequences of the West Carpathians up to the present have not been more detailly studied. It is well known that in Jurassic beds together with foraminifers there occur more or less numerous ostracods, mainly smooth. In this paper are determined some characteristic forms from the Upper Lias — Lower Dogger. They are represented by species of genera *?Paracypris, Bairdia, ?Schuleridea* and *Exophtalmocythere*. The most common are species of the genus *Bairdia* and *?Schuleridea*. *Exophthalmocythere* is represented by 1 specimen.

Systematical description

Family Ammodiscidae
Genus *Ammodiscus* Reuss, 1862
Ammodiscus incertus (d'Orbigny, 1839)
Figs. 2—6

1839 *Operculina incerta* — d'Orbigny, p. 49, tab. 6, figs. 16, 17
1862 *Involutina silicea* Terq. — Terquem, p. 450, tab. 6, fig. 11 a, b
1890 *Trochammina incerta* (d'Orb.) — Haeussler, p. 55, figs. 1—21
1936 *Ammodiscus infimus* (Strickl.) — Franke, p. 15, tab. 1, fig. 14 a, b
1937 *Ammodiscus incertus* (d'Orbigny, 1839) — Bartenstein et Brand, p. 130, tab. 2 B, fig. 4; tab. 3, fig. 5 a—c; tab. 4, fig. 4; tab. 5, fig. 5 a, b; tab. 8, fig. 5; tab. 10, fig. 4; tab. 11 A

Remarks: in the Opalinus Beds studied occur very numerous specimens with a coarse agglutination, both regular and irregular. They form the essential part of the association.

Family Lituolidae
Genus *Ammobaculites* Cushman, 1910
Ammobaculites agglutinans (d'Orbigny, 1846)
Fig. 7

1846 *Spirolina agglutinans* — d'Orbigny, p. 137, tab. 7, figs. 10—12 (fide Bartenstein et Brand 1937, p. 186)
1936 *Ammobaculites agglutinans* (d'Orb.) — Franke, p. 127, tab. 12, fig. 25
1937 *Ammobaculites agglutinans* (d'Orbigny) — Bartenstein et Brand, p. 186, tab. 4, fig. 14; tab. 5, fig. 78; tab. 6, fig. 4 a, b; tab. 8, fig. 38 a—c; tab. 10, fig. 45 a, b; tab. 11 A, fig. 19 a—b; tab. 11 B, fig. 28 a, b; tab. 12 A, fig. 22; tab. 13, fig. 23; tab. 14 B, fig. 19

Remarks: the species in the studied beds rather rare — only one entire specimen, but very characteristic.

Family Trochamminidae
Genus *Trochammina* Parker et Jones, 1859
Trochammina inflata (Montagu, 1808)
Figs. 8 a—c, 9—11, 12 a—c

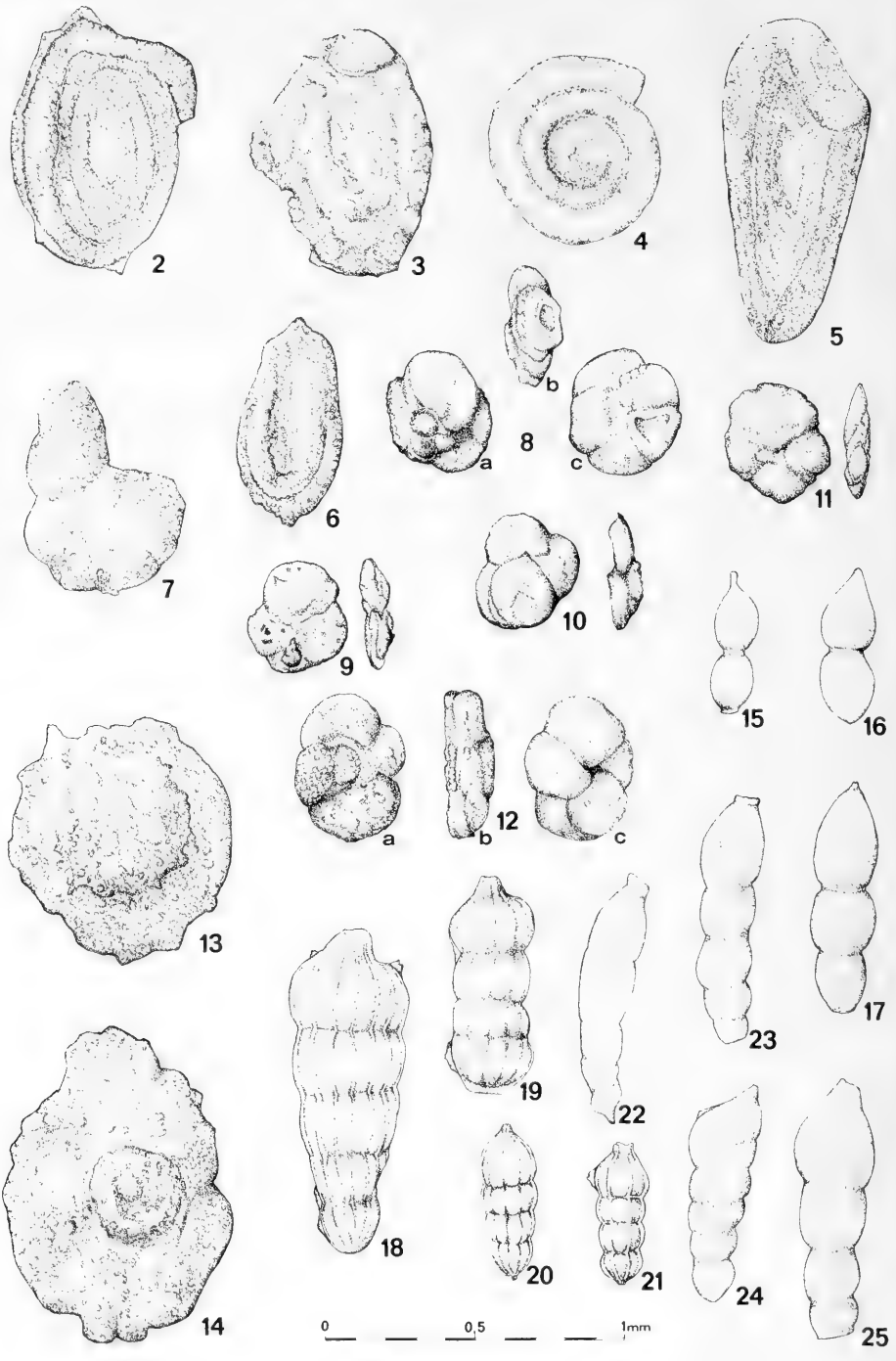
1808 *Nautilus inflatus* Montagu — Montagu, p. 81, tab. 18, fig. 3 (fide Bartenstein et Brand 1937, p. 189)
1890 *Trochammina inflata* (Montagu) — Haeussler, p. 65, tab. 10, figs. 25—26
1937 *Trochammina inflata* (Montagu, 1808) — Bartenstein et Brand, p. 189, tab. 8, fig. 40 a, b; tab. 12 A, fig. 26 a, b; tab. 14 C, fig. 17
1959 *Trochammina inflata* (Montagu) — Ziegler, tab. 2, figs. 1, 2
1959 *Trochammina* sp. 1. — Ziegler, tab. 2, fig. 3
? 1959 *Trochammina pulchra* nov. sp. — Ziegler, pp. 94—95, tab. 2, figs. 6, 7 (non 8)

Remarks: the species is represented by very numerous specimens of varying size of grains and measurements. Besides *Ammodiscus incertus* the most numerous species.

Family Ophthalmidiidae
Genus *Involutina* Terquem, 1862
Involutina liassica (Jones, 1853)
Figs. 13, 14

1853 *Nummulites liassicus* n. sp. — Jones, p. 275 (fide E. Kristan, 1957, p. 272)
1862 *Involutina jonesi*, Terq. — Terquem, p. 461, tab. 6, fig. 22 a—d
1936 *Involutina liassina* (Jones) — Franke, p. 17, tab. 1, fig. 13
1952 *Involutina liassina* (Jones) — Wicher, tab. 15, figs. 1, 3; tab. 16, fig. 3; tab. 17, fig. 1
1961 *Involutina liassica* (Jones) — Mišík, p. 179, tab. 29, 30
1962 *Involutina liassica* (Jones) — Kristan — Tollmann, p. 4, tab. 2, figs. 1—3

Remarks: The occurrence of this species in the Opalinus Beds (ranging from the Upper Lias to the Lower Dogger) is rather interesting. Only 2 specimens


2
3
4
5
6
7
8
a
b
c
9
10
11
12
a
b
c
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
0
0,5
1mm

found, but rather characteristic. In the West Carpathians, this species was up to the present known only from the Lias (mainly lower part) and Upper Triassic. Very detailly, this species was dealt with by M. Mišík (1961) who described not only its stratigraphical value, but also structure, diagenetic changes, ecology and nomenclatorical questions. In the marly, shaly facies of the Klippen Belt it was mentioned by the author of this paper (V. Scheibnerová 1965) from the Lower-Middle Lias. The recent discovery of the species in the Opalinus Beds may show that it occurs also higher — at least in the Upper Lias. However, there arises a question about redeposition, but no other species of the assemblage seems to be redeposited and also a state of preservation can speak against such a possibility.

Family Nodosariidae
Genus *Nodosaria* Lamarck, 1812
Nodosaria crispata Terquem, 1866
Figs. 15—17

1866 *Nodosaria crispata* Terq. — Terquem, p. 476, tab. 19, figs. 9, 10 a—c, 11 a, b
1936 *Nodosaria crispata* Terq. — Franke, p. 41, tab. 3, fig. 20 a, b
1937 *Nodosaria crispata* Terquem, 1866 — Bartenstein et Brand, p. 145, tab. 3, fig. 13; tab. 4, fig. 33; tab. 5, fig. 22

Remarks: very faint, rather small smooth nodosariid, most specimens broken.

Nodosaria fontinensis Terquem, 1870
Figs. 18—21

1870 *Nodosaria fontinensis* Terq. — Terquem, p. 251, tab. 27, figs. 1—5
1936 *Nodosaria fontinensis* Terq. — Franke, p. 50, tab. 5, fig. 1
1937 *Nodosaria fontinensis* Terquem, 1870 — Bartenstein et Brand, p. 148, tab. 6, fig. 24; tab. 8, fig. 16 a—c; tab. 10, fig. 19 a, b; tab. 11 B, fig. 6 a, b; tab. 12 A, fig. 4; tab. 12 B, fig. 5; tab. 13, fig. 9 a—c; tab. 14 B, fig. 3; tab. 14 C, fig. 5; tab. 15 A, fig. 12 a—c; tab. 15 C, fig. 4
1957 *Nodosaria fontinensis* Terquem — Nørvang, p. 356, fig. 79
1957 *Nodosaria fontinensis* Terquem — Kaptarenko-Černousova, pp. 171—172, tab. 2, figs. 2—5
1957 *Nodosaria fontinensis* Terquem — Mamontova, pp. 171—172, tab. 2, fig. 2
1960 *Nodosaria fontinensis* Terquem — Bielecka, p. 67, tab. 5, fig. 38

Remarks: about 15 specimens of varying size.

Fig. 2—6: *Ammodiscus incertus* (d'Orb.). Kpuk 2035, 2038, 2066, 2096, 2097
Fig. 7: *Ammobaculites agglutinans* (d'Orb.). Kpuk 2036
Fig. 8 a—c, 9, 10, 11, 12 a—c: *Trochammina inflata* (Montagu). Kpuk 2051, 2052, 2053, 2055, 2054
Fig. 13, 14: *Involutina liassica* (Jones). Kpuk 2037, 2039
Fig. 15—17: *Nodosaria crispata* Terq. Kpuk 2050, 2056, 2057
Fig. 18—21: *Nodosaria fontinensis* Terq. Kpuk 2058, 2059, 2060, 2061
Fig. 22—23: *Dentalina vetustissima* d'Orb. Kpuk 2062, 2063
Fig. 24—25: *Dentalina turgida* Schwager. Kpuk 2064, 2065

Nodosaria denticulatacostata FRANKE, 1936
Figs. 26—27

1936 *Nodosaria denticulata-costata* n. sp. — FRANKE, p. 52, tab. 5, fig. 8 a—c

R e m a r k s : the species occurs in two very characteristic specimens corresponding to FRANKE's (1936) description and figure.

Genus *Dentalina* D'ORBIGNY, 1826
Dentalina vetustissima D'ORBIGNY, 1849
Figs. 22—23

1849 *Dentalina vetustissima* — D'ORBIGNY, p. 242, No. 261 (fide BARTENSTEIN et BRAND 1937, p. 137)
1958 *Dentalina vetustissima* D'ORB. — TERQUEM, p. 600, tab. 2, fig. 8
1908 *Dentalina vetustissima* D'ORB. — ISSLER, p. 62, tab. 3, fig. 143
1937 *Dentalina vetustissima* D'ORBIGNY, 1849 — BARTENSTEIN et BRAND, p. 137, tab. 4, fig. 25; tab. 5, fig. 12
1950 *Dentalina vetustissima* D'ORB. — BARNARD, p. 20, text-fig. 12
1961 *Dentalina vetustissima* D'ORBIGNY, 1849 — PIETRZENUK, p. 62, tab. 3, fig. 2

R e m a r k s : very characteristic smooth *Dentalina*, usually broken.

Dentalina turgida SCHWAGER, 1865
Figs. 24—25

1865 *Dentalina turgida* m. — SCHWAGER, p. 100, tab. 2, fig. 19; tab. 3, figs. 6, 11, 20

R e m a r k s : in the assemblage studied occur two specimens, several others broken.

Genus *Marginulina* D'ORBIGNY, 1826
Marginulina prima D'ORBIGNY, 1849
Figs. 28—30

1849 *Marginulina prima* D'ORB. — D'ORBIGNY, p. 242, No. 262 (fide E. PIETRZENUK 1961, p. 71)
1858 *Marginulina prima* D'ORB. — TERQUEM, p. 612, tab. 3, figs. 5—7 (and varieties *acuta* TERQ., *gibbosa* TERQ. and *recta* TERQ.)
1936 *Marginulina prima* D'ORB. — FRANKE, p. 76—78, tab. 8, figs. 1—7 (and varietis *rugosa* BORN., *gibbosa* TERQ., *praelonga* TERQ. et BERTH., *recta* TERQ., *acuta* TERQ., *gibberula* TERQ. et BERTH. and *ornata* TERQ.)
1936 *Marginulina burgundiae* TERQ. — FRANKE, p. 78, tab. 8, fig. 8
1936 *Dentalina insignis* n. sp. — FRANKE, p. 36, tab. 3, fig. 11 a, b
1937 *Marginulina prima* D'ORBIGNY, 1849 — BARTENSTEIN et BRAND, p. 161, tab. 2 B, fig. 26; tab. 3, figs. 39, 40; tab. 4, fig. 60 a, b; tab. 5, fig. 46 a, b
1937 *Marginulina burgundiae* TERQ. — BARTENSTEIN et BRAND, p. 161, tab. 4, fig. 58
1937 *Dentalina insignis* FRANKE, 1936 — BARTENSTEIN et BRAND, p. 142
1950 *Marginulina prima* D'ORB. — BARNARD, p. 372, fig. 5 a, b, g
1957 *Marginulina prima* D'ORB., form *burgundiae* TERQ. — NØRVANG, p. 88, figs. 100 bis 102
1957 *Marginulina prima* D'ORB., subsp. *prima* D'ORB. — NØRVANG, p. 89, figs. 98, 99, 103, 104

1957 *Marginulina prima* d'Orb., subsp. *rugosa* Born. — Nørvang, p. 90, fig. 97
1957 *Marginulina prima* d'Orb. subsp. *praerugosa* nov. subsp. — Nørvang, p. 91, fig. 96
1960 *Marginulina prima* d'Orb., 1849 — Espitalié et Sigal, p. 56, tab. 2, fig. 2
1961 *Marginulina prima* d'Orbigny, 1849 — Pietrzenuk, pp. 71—73, tab. 7, figs. 1—9

Remarks: in the sample studied only a few specimens found. In other places of the Klippen Belt (Lias of the Zázrivá Klippe etc.) it forms an essential part of assemblages. Very variable species with several subspecies or varieties described. Quite detailly is this questions dealt with in a work by E. Pietrzenuk (1961) who stated all described varieties or subspecies as synonymous, however, it is possible to state several groups (variants a—d) occurring in dependence upon stratigraphy and so showing a form evolution of this variable group. In the Carpathians it is very characteristic Lower-Middle Lias species and as shows the discovery of this species in the Opalinus Beds also Upper Lias at least.

Genus *Lenticulina* Lamarck 1804
Lenticulina stilla (Terquem 1866)
Figs. 31—32

1866 *Cristellaria stilla,* Terq. — Terquem, p. 517, tab. 22, fig. 7
1936 *Cristellaria (Planularia) stilla* Terq. — Franke, p. 96, tab. 9, fig. 26
1937 *Cristellaria (Planularia) stilla* Terquem, 1866 — Bartenstein et Brand, p. 169, tab. 4, fig. 78; tab. 9, fig. 46; tab. 10, fig. 32
1957 *Planularia stilla* (Terq.) — Nørvang, p. 101, figs. 136—147
1961 *Lenticulina (Planularia) stilla* (Terquem 1866) — Pietrzenuk, p. 69

Remarks: in general very rare species, frequently confused with *L. crepidula* (Fichtel et Moll). According to figures and descriptions of different authors it is possible to take into consideration that *L. stilla* differs from *L. crepidula* in having a more expressed and a broader keel.

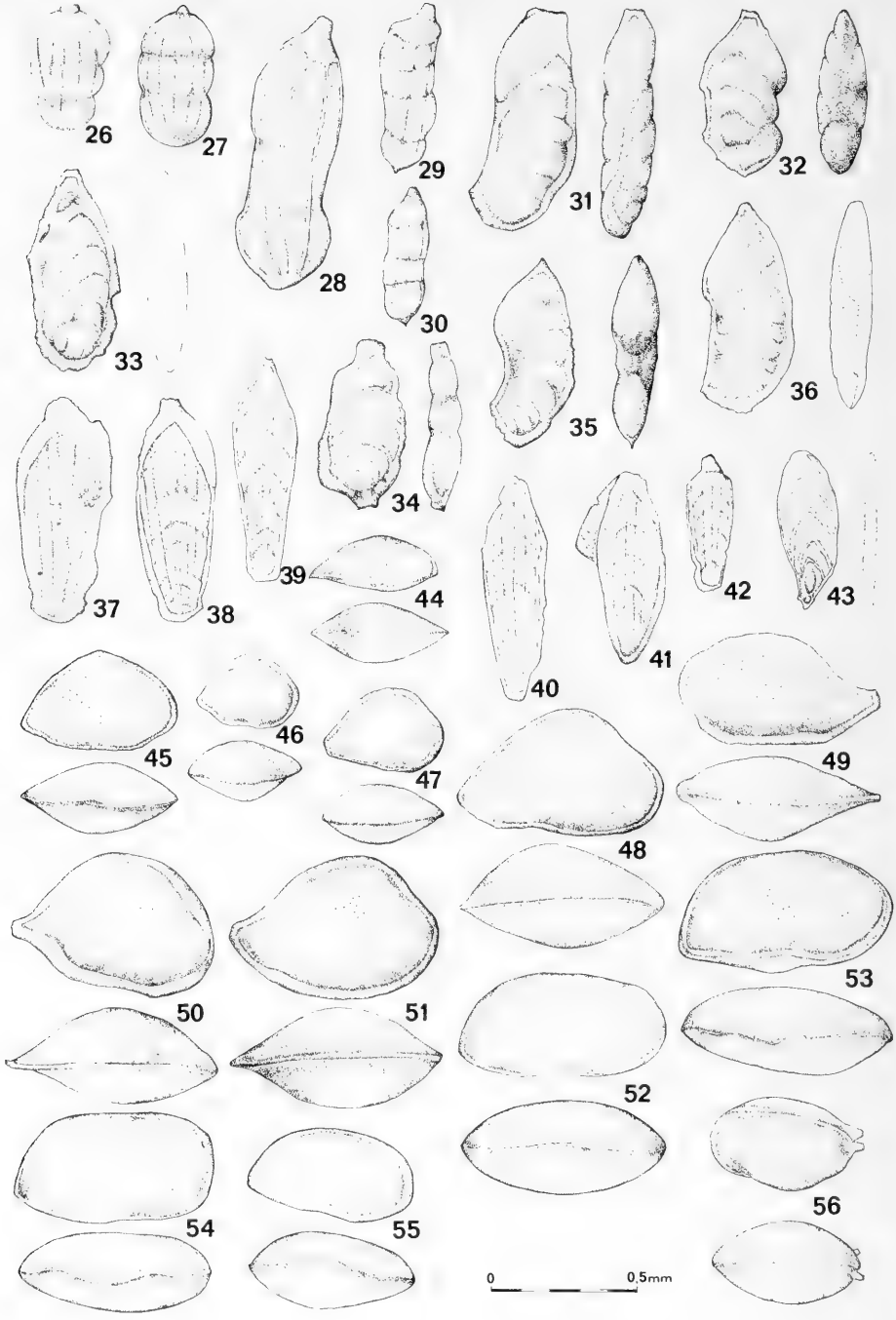
Lenticulina splendens (Terquem 1863)
Figs. 33—36

1863 *Cristellaria splendens,* Terq. — Terquem, pp. 211—213, tab. 10, fig. 7
1866 *Cristellaria splendens,* Terq. — Terquem, p. 438, tab. 18, fig. 6

Remarks: another only rarely quoted species characterized by a broad faint keel bordering the entire test. In the sample studied quite numerous and characteristic.

Genus *Frondicularia* Defrance, 1854
Frondicularia sulcata Bornemann 1854
Figs. 37—42

1854 *Frondicularia sulcata* m. — Bornemann, p. 37, tab. 3, fig. 22 a—c (fide Bartenstein et Brand 1937, p. 158)
1858 *Frondicularia pulchra,* Terq. — Terquem, p. 592, tab. 1, fig. 10 a—c
1862 *Frondicularia sulcata,* Terq. — Terquem, p. 438, tab. 5, fig. 13
1936 *Frondicularia sulcata* Born. — Franke, pp. 71—72, tab. 7, fig. 8
1936 *Frondicularia pulchra* Terq. — Franke, p. 71, tab. 7, fig. 7


26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
0
0,5mm

1936 *Frondicularia interrupta-costata* n. sp. — Franke, p. 72, fig. 1
1937 *Frondicularia sulcata* Bornemann, 1854 — Bartenstein et Brand, p. 158, tab. 1 A, fig. 12; tab. 2 A, fig. 19; tab. 2 B, fig. 20; tab. 4, fig. 50
1950 *Frondicularia sulcata* Born. — Barnard, p. 369, figs. 7 a, e, f
1957 *Spandelina bicostata* d'Orb. subsp. *sulcata* (Born.) — Nørvang, p. 63, figs. 56—59
1961 *Frondicularia sulcata* Bornemann, 1854 — Pietrzenuk, p. 81, tab. 6, figs. 5, 6

Remarks: very characteristic and numerous species, very often broken. The occurrence in the Opalinus Beds rather interesting from the stratigraphical point of view.

Frondicularia regularis Paalzow 1922
Fig. 43

1922 *Frondicularia regularis* nov. sp. — Paalzow, p. 19, tab. 2, fig. 11

Remarks: in the sample studied only one specimen found.

Ostracods
Sub-order Podocopa Sars 1866
Family Cypridae Baird 1846
Genus *Paracypris* Sars 1866
Paracypris ? sp.
Fig. 44

Remarks: shell is drop-like, rather small, surface smooth. Dorsal margin straight, ventral one slightly curved. Posterior pointed, anterior nearly rounded. Left valve larger than right. Both valves convex, greatest height is a little nearer to the anterior margin; it forms more than one third of length. In a dorsal view the greatest thickness is nearly central and does not reach height. Greatest midlength is a little over the ventral line and is parallel to the latter. Internal futures not observed. Only one specimen found.

Family Bairdiidae Sars 1888
Genus *Bairdia* McCoy 1844
Bairdia cf. *cassiana* (Reuss 1868)
Figs. 45—51

1868 *Cythere cassiana* m. — Reuss, p. 108, fig. 57
1908 *Bairdia cassiana* Rss. — Issler, p. 94, fig. 339

Fig. 26—27: *Nodosaria denticulatacostata* Franke, Kpuk 2091, 2092
Fig. 28—30: *Marginulina prima* d'Orb. Kpuk 2080, 2081
Fig. 31—32: *Lenticulina stilla* (Terq.). Kpuk 2086, 2085
Fig. 33—36: *Lenticulina splendens* (Terq.). Kpuk 2087, 2088
Fig. 37—42: *Frondicularia sulcata* Born. Kpuk 2090, 2084, 2083, 2089, 2070, 2071
Fig. 43: *Frondicularia regularis* Paalzow. Kpuk 2072
Fig. 44: ? *Paracypris* sp. Kpuk 2073
Fig. 45—51: *Bairdia* cf. *cassiana* (Reuss). Kpuk 2067, 2068, 2069, 2074, 2075, 2076, 2077
Fig. 52—55: ? *Schuleridea* sp. Kpuk 2078, 2079, 2093, 2094
Fig. 56: *Exophthalmocythere* sp. Kpuk 2095

Remarks: shell oval-elongated. Greatest height is approximately at the mid and reaches almost 2/3 of length. Dorsal line more-or-less strongly convex, ventral line before the mid slightly compressed. Anterior margin broadly rounded, posterior beak-like prolongated. Right valve smaller. Both valves strongly convex. Greatest thickness in the mid or slightly to the posterior and reaches about 2/3 of height. Internal features not observed.
The species is very numerous in the sample studied.

Genus *Schuleridea* Swartz et Swain 1946
Schuleridea ? sp.
Figs. 52—55

Remarks: shell subovoid in side views; greatest height nearly median or median; hinge margin moderately convex, ventral only very slightly convex. Anterior margin broadly rounded, posterior narrowly rounded, extended below. Left valve mostly overlaps and extends beyond right around entire periphery. Valves moderately convex, greatest thickness median or slightly posteromedian. Interior features not observed. Very numerous specimens in the Opalinus Beds.

Genus *Exophthalmocythere* Triebel 1938
Exophthalmocythere sp.
Fig. 56

Remarks: in the sample studied only one specimen, but characteristic of the genus found.

References

Andrusov, D., 1953: Étude géologique de la zone des Klippes internes des Carpathes Occidentales. Geol. práce Slov. akad. vied a um. **34**, Bratislava

Barnard, T., 1950: Foraminifera from the Lower Lias of the Dorset. Quat. J. geol. Soc. London **105**, pp. 347—388, London

Barnard, T., 1950: Foraminifera from the Upper Lias of Byfield, Northamptonshire. Quat. J. geol. Soc. London **105**, pp. 1—36, London

Barnard, T., 1952: Foraminifera from the Upper Oxford-Clay (Jurassic) of Warboys, Huntingdonshire. Proc. geol. Assoc, **63**, pp. 336—350, London

Barnard, T., 1957: *Frondicularia* from the Lower Lias of England. Micropaleontology **3**, (2), pp. 171—181, New York

Barnard, T., 1960: Some species of *Lenticulina* and associated genera from the Lias of England. Micropaleontology **6**, (1), pp. 41—56, New York

Bartenstein, H., 1948: Entwicklung der Gattung *Lenticulina (Lenticulina)* Lamarck 1804 mit ihren Untergattungen (For.). Senckenbergiana **29**, pp. 41—65, Frankfurt a. Main

Bartenstein, H., 1948: Taxonomische Abgrenzung der Foraminiferen-Gattung *Palmula* Lea, *Flabellina* Orbigny und *Falsopalmula* n. g., gleichzeitig eine Revision der Jura-Arten von „*Flabellina*". Senckenbergiana **29**, pp. 41—65, Frankfurt a. Main

Bartenstein, H., 1950: Die Trennung von Gattungen und Arten innerhalb der Lagenidae, ein Beitrag zur Problematik der Foraminiferen-Taxonomie. Senckenbergiana **31**, pp. 339—345, Frankfurt a. Main

Bartenstein, H., 1952: Taxonomische Bemerkungen zu den *Ammobaculites, Haplophragmium, Lituola* und verwandten Gattungen (For.). Senckenbergiana **33**, pp. 319—343, Frankfurt a. Main

Bastien, M. Th., Sigal, J., 1962: Contribution a l'étude paléontologique de l'Oxfordien supérieur de Trept (Isére) II. Foraminifères. Trav. Lab. Géol. Lyon, N. S. No. **8**, pp. 83—123, Lyon

Bartenstein, H., Brand, E., 1937: Mikro-paläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des nord-westdeutschen Lias und Doggers. Abh. Senck. naturf. Ges. **439**, pp. 1—224, Frankfurt a. Main

Bielecka, W., 1960: Stratygrafia mikropaleontologiczna dolnego malmu okolicy Chrzanowa. Inst. geol. prace **31**, pp. 1—98, Warszawa

Bielecka, W. & Pożaryski, W., 1954: Stratygrafia mikropaleontologiczna górnego malmu w Polsce środkowej. Inst. geol. prace **12**, pp. 1—206, Warszawa

Birkenmajer, K., 1962: Zabytki przyrody, nieożywionej pienińskiego pasa skałkowego. Cz. II. Skałki w Rogożniku koło Nowego Targu. Rocz. Ochr. Przyr. **28**, pp. 159 bis 185, Krakow

Birkenmajer, K., 1963: Stratigraphy and Palaeogeography of the Czorsztyn Series (Pieniny Klippen Belt, Carpathians) in Poland. Studia Geologica Polonica **9**, pp. 7—380, Warszawa

Bizon, G., 1960: Révision de quelques espèces-types de Foraminifères du Lias du Bassin parisien de la collection Terquem. Revue de micropaléontologie **3**, pp. 3—18, Paris

Cifelli, R., 1960: Variation of English Bathonian Lagenidae and its phylogenetic significance. Journ. Pal. **34**, (3), pp. 556—569, Tulsa

Espitalié, J. & Sigal, J., 1960: Microfaunes du Domérien du Jura méridional et du détroit de Rodez. Revue de micropaléontologie **3**, 1, pp. 52—59, Paris

Fernet, P., 1960: Étude micropaléontologique du Jurassique du forage de Saint-Félix (Charente). Revue de micropoléontologie **3**, 1, pp. 19—30, Paris

Franke, A., 1936: Die Foraminiferen des deutschen Lias. Abh. Preuss. geol. Landesanst., N. F., H. **169**, pp. 1—138, Berlin

Haeussler, R., 1890: Monographie der Foraminiferen-Fauna der Schweizerischen Transversarius-Zone. Abh. Schweiz. Paläont. Ges. **17**, pp. 1—134, Zürich

Hagn, H., & Ziegler, J., 1957: Zur Entstehung „pseudolabyrinthischer" Strukturen bei sandschaligen Foraminiferen. Pal. Zeitschr. **31**, pp. 66—67, Stuttgart

Hohenegger, L., 1855: Neuere Erfahrungen aus den Nordkarpathen. Jb. geol. Reichsanst. Bd. **6**, pp. 304—312, Wien

Issler, R. A., 1908: Beiträge zur Stratigraphie und Mikrofauna des Lias in Schwaben. Palaeontographica **55**, pp. 1—104, Stuttgart

Kaptarenko-Černousova, O. K., 1957: Foraminifery jurskich otloženij vikladiv dniprovsko-doneckoj vpadini. Trudy Inst. geol. nauk, ser. stratigr. i paleont. **15**, Akad. nauk USSR, Kijev

Kristan, E., 1957: Ophthalmidiidae und Tetraxinae (Foraminifera) aus dem Rhät der Hohen Wand in Nieder-Österreich. Jahrb. d. geol. Bundesanst. **100**, pp. 269—298, Wien

Loeblich, A. R., Tappan, H., 1964: Treatise on Invertebrate Paleontology, Protista 1, (**1—2**), pp. 39—60, Kansas

Lutze, G. F., 1960: Zur Stratigraphie und Paläontologie des Callovien und Oxfordien in Nordwest-Deutschland. Geol. Jahrb. **77**, pp. 391—532, Hannover

Mišík, M., 1961: Mikrofácia s *Involutina liassica* (Jones), 1853 z liasu Vel'kej Fatry (Záp. Karpaty). Acta geol. et geogr. Univ. Com., Geologica **5**, pp. 177—191, Bratislava

Mojsisovics, E., 1867: Umgebungen von Rogožnik und Czorsztyn. Nördliche Tatra-Thäler. Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1867, No. **10**, pp. 212—214, Wien

Moore, R. C. (Edit.), 1961: Treatise on Invertebrate paleontology, Part Q, Arthropoda **3**, Crustacea, Ostracoda, Kansas

Neumayr, M., 1871: Jurastudien 3. Folge 5: Der Penninische Klippenzug. Jahrb. geol. Reichsanst. Bd. **21**, pp. 451—536, Wien

Nørvang, A., 1957: The Foraminifera of the Lias Series in Jutland, Denmark. Muséum de minéralogie et de géol. de l'Univ. de Copenhagen. Communications Paléontologiques **99**, pp. 279—413, Copenhagen

Oertli, H. J., 1957: Ostracodes du Jurassique supérieur de Bassin de Paris (sondage de Vernon I). Revue de Inst. Franc. Petrol. vol. **12**, No. 6, pp. 647—695, Paris

d'Orbigny, A., 1839: Foraminifera in R. de la Sagra, Histoire physique politique et naturelle de l'Ile de Cuba, pp. XIVIII + 224, Paris

Paalzow, R., 1922: Die Foraminiferen der Parkinsoni Mergel von Heidenheim am Hahnenkamm. Abh. naturhist. Ges. Nürnberg **22**, pp. 1—34, Nürnberg

Pietrzenuk, E., 1961: Zur Mikrofauna einiger Liasvorkommen in der Deutschen Demokratischen Republik. Freiberger Forschungshefte C **113**, Paläontologie, 129 p., Berlin

Pusch, G. G., 1837: Polens Paläontologie etc., Stuttgart

Reuss, A. E., 1868: Foraminiferen und Ostrakoden aus den Schichten von St. Cassian; Paläontologische Beiträge. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. (Math.-naturw. Kl.), **57**, pp. 101 bis 109, Wien

Scheibner, E., 1964: Contribution to the knowledge of the Murchisonae Beds in the Klippen Belt of West Carpathians in Slovakia. Geol. sb. **15**, pp. 27—55, Bratislava

Schwager, C., 1865: Beitrag zur Kenntnis der mikroskopischen Fauna jurassischer Schichten. Jahresheft v. vaterl. Naturkd. Württemberg **21**, pp. 82—151, Stuttgart

Swain, F. M., Peterson, J. A., 1951: Ostracoda from the Upper Jurassic Redwater Shale member of the Sundance formation. Journ. Pal. **25**, pp. 796—807, Tulsa

Swartz, F. M., Swain, F. M., 1946: Ostracoda from the Upper Jurassic Cotton Valley Group of Louisiana and Arkansas. Journ. Pal. **20**, pp. 362—373, Tulsa

Sylvester-Bradley, P. C., 1956: The structure, evolution and nomenclature of the ostracode hinge. Bull. British Mus. (nat. Hist.), Geology **3**, 1, London

Terquem, O., 1858: Recherches sur les foraminifères du Lias du department de la Moselle, 1re Mém. Mém. Acad. Imp. de Metz, pp. 1—94, Metz

Terquem, O., 1862: Recherches sur les foraminifères de l'étage moyen et de l'étage inférieur du Lias, 2e Mém. acad. Imp. de Metz, pp. 415—466, Metz

Terquem, O., 1866: 5e Mém. sur les foraminifères du Lias des départements de la Moselle, de la Côte d'Or et de l'Indre avec un aperçu stratigraphique et pétrographique des environs de Nohant. Mém. Acad. Imp. de Metz, pp. 313—454, Metz

Triebel, E., 1941: Zur Morphologie und Oekologie der fossilen Ostracoden. Senckenbergiana **23**, pp. 179—200, Frankfurt a. Main

Triebel, E., 1950: Homöomorphe Ostracoden-Gattungen. Senckenbergiana **31**, pp. 313 bis 330, Frankfurt a. Main

Triebel, E., 1951: Einige stratigraphisch wertvolle Ostracoden aus dem höheren Dogger Deutschlands. Abh. Senck. naturf. Ges. **485**, pp. 87—101, Frankfurt a. Main

Uhlig, V., 1878: Beiträge zur Kenntnis der Juraformation in den karpatischen Klippen. Jahrb. geol. Reichsanst. Bd. **28**, Wien

Uhlig, V., 1890: Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, k. k. geol. Reichsanst. Zone 8, Kol. **23**, Neumarkt (Nowy Targ) und Zakopane, Wien

Wicher, C. A., 1952: *Involutina, Trocholina* und *Vidalina* — Fossilien des Riffbereichs. Geol. Jahrb. **66**, pp. 257—284, Hannover

Zeuschner, L., 1833: Opis geologiczny Czorsztyna i jego okolic. Odb. Roczn. Tow. Nauk z. Uniw. Jagiell. złącz., vol. **15**, F. I., Kraków

Zeuschner, L., 1846: Nowe lub niedokładnie opisane gatunki skamieniałości Tatrowych. Poszyt I, II, Warszawa.

Zeuschner, L., 1856: Geologia do łatwego pojecia zastosowana. Ksieg. D. E. Friedleina, Kraków

Ziegler, J. H., 1959: Mikropaläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des Braunjura in Nordbayern. Geol. Bavarica **40**, pp. 9—128, München

Zittel, K., 1868: Bemerkungen über *Phylloceras tatricum* Pusch und einige andere Phylloceras-Arten. Verh. geol. Reichsanst. 1868, (17), p. 413, Wien

Zittel, K., 1869: Bemerkungen über *Phylloceras tatricum* Pusch sp. und einige andere *Phylloceras*-Arten. Jahrb. geol. Reichsanst., Bd. **19**, pp. 59—68, pl. 1, Wien

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 8 | 67—97 | München, 15. 12. 1968

Contribution to the Knowledge of the Palaeogene Reef-Complexes of the Myjava — Hričov — Haligovka Zone (West Carpathians)

Ervin Scheibner, Bratislava[1])

14 text-figs., 1 table and plates 4—7

Summary

In the work is given a part of results of the study of the reef-complexes of Palaeogene age from the Carpathians. Some geological problems are dealt with, the basic facies are being distinguished and part of a fauna forming the reef-complexes is described. This work has a preliminary character. It is an introduction to more extensive study of this interesting problem, results of which will be continously published. In paleontological part 3 new species of Foraminifera are described.

Zusammenfassung

In diesem Artikel wird ein Beitrag zur Erforschung der paläogenen Riff-Komplexe in den Karpaten geliefert. Nach dem Aufzeigen der allgemeinen geologischen Zusammenhänge werden die übergeordneten Fazientypen ausgeschieden und ein Teil der riffbildenden Fauna und Flora beschrieben; hierbei konnten 3 Arten der Gattungen *Bullopora, Planorbulina* und *Miniacina* neu aufgestellt werden. Diese Arbeit stellt eine Einführung in den ausgedehnten Fragenkomplex der paläogenen Riffe der Myjava — Hričov — Haligovka Zone der Karpaten dar. Detaillierte Untersuchungen werden fortgeführt und die Ergebnisse in Bälde publiziert.

Contents

Preface 68
A. Introduction 68
B. Myjava — Hričov — Haligovka Zone 70
Description of some localities 73
Facies of the reef-complexes in the Palaeogene of the Myjava-Hričov-Haligovka Zone 81
C. Paleontological part 83
D. References 91

[1]) Doc. RNDr. Erwin Scheibner, Department of Geology, J. A. Comenius University, Gottwaldovo nám. 2, Bratislava, Czechoslovakia.

Preface

During geological investigations (mainly mapping) of the Klippen Belt and adjacent areas in the years 1956—1967 has been collected among others a rich material of the reef-complexes of Palaeogene age. A study of part of this material was made by the author during his study stay at the Institut für Paläontologie und historische Geologie of the Maximilian University in Munich in frame of the Dozentenstipendium afforded by the Alexander von Humboldt-Stiftung.

I should like to express my gratitude to the Alexander von Humboldt-Stiftung for a grant of the scholarship, further to the head of the Institut für Paläontologie und historische Geologie Prof. Dr. R. Dehm for a kind allowance to work at his institute.

I am extraordinarily obliged to Prof. Dr. H. Hagn who was not only very helpful in all respects, but also directed my attention to an interesting problem of the reef-complexes and discussed many problems, and for many advices after reading this manuscript.

Very valuable have been also discussions with other colleagues at the Intitute, namely with Dr. D. Herm.

My gratitude belongs also to Dr. H. K. Zöbelein for his help in the question of literature and to all who helped me in my work, namely to Mr. H. Mertel who made excellent thin-sections.

For a technical help during photographic works I am obliged to Dr. W. Ohmert and Mr. F. Schwarz.

A greater part of thin sections and described material is deposited in the Micropalaeontological Department of the Bayerische Staatsammlung für Paläontologie und historische Geologie, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10/II. The rest of the material is deposited in the Collection of the Department of Geology of J. A. Comenius University, Bratislava, Gottwaldovo nám. 2, Czechoslovakia (KGUK).

A. Introduction

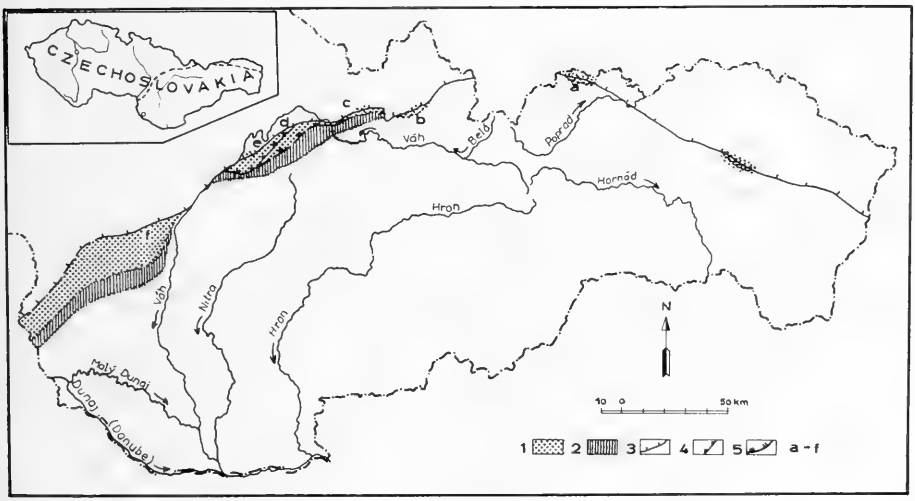
In the Palaeogene there existed in the area of the Carpathian geosyncline three zones of sedimentation: 1) northern zone with nonflysch sedimentation (part of the fore-deep), 2) zone with flysch sedimentation (the entire Flysch Zone and in higher parts also the Central West Carpathian Palaeogene), 3) southern zone with non-flysch sedimentation (Southern Slovakia and Northern Hungary) (compare D. Andrusov 1965, p. 13).

Within the second zone with the flysch sedimentation we can distinguish two completely different facies of the Palaeogene[1]). A boundary between the mentioned two facies is in the area of the Klippen Belt. North of it is the so-called „Outer Palaeogene" (originated in an independent flysch geosyncline) southern

[1]) All comments on page 90.

type of which was named „Magura Palaeogene", starting usually with Palaeocene. South of the Klippen Belt occurs the „Palaeogene of the Central West Carpathians" which mostly begins in the Upper Lutetian in places in the Biarritzian. In the proper Klippen Belt occurs mainly the Magura Palaeogene, in places, however, we can see a mixture of the mentioned facies (mainly in southern part of the Belt). It has to be mentioned that the Outer Palaeogene was strongly folded to the nappe structures (Savian — Styrian Phases) while the Paleogene of the Central West Carpathians was only slightly affected. More intensive deformations we can see near the Klippen Belt.

Palaeogene deposits having some common features with the Palaeogene of the Central West Carpathians (conglomerates of the Súľov type, reefal limestones etc.) were mentioned already by D. Andrusov (1965, p. 209) from the Pieniny Mts and Považie area. This Palaeogene starts, however, in older horizonts than in the area of the proper Central West Carpathians. D. Andrusov (1965, p. 212) proposed to mark the Palaeogene facies occuring locally near a northern margin of the Central West Carpathians (in the Myjava Highland) and near a southern margin of the Klippen Belt in the Považie area and Pieniny Mts as „Myjava facies s. l.". The Palaeogene deposits here start in the Palaeocene. Further, we shall deal with the Palaeogene in the Myjava facies s. l., in which are already known the reefal limestones.



Text-fig. 1: Scheme of distribution of Palaeogene of the Myjava — Hričov — Haligovka Zone (partly after F. Chmelík 1964). 1 — occurrences of the Myava — Hričov — Haligovka Zone Palaeogene; 2 — Palaeogene of transitional zones; 3 — southern tectonic boundary of the Klippen Belt; 4 — Hričov fault; 5 — southern boundary of the Manín Zone. a—f: localities described; a — Haligovka vicinity; b — Kňažia surroundings; c — area around Terchová; d — Hričovské Podhradie area; e — vicinity of Považská Bystrica; f — north of Lubina (Myjava Highland).

F. Chmelík (1967, p. 287) in the Regional Geology of Czechoslovakia II distinguished in the Palaeogene of the Central West Carpathians three large units: 1) the peri-klippen Palaeogene (Myjava — Žilina Zone) of the miogeosynclinal type, 2) the intracarpathian Palaeogene of the epimiogeosynclinal and platform types and 3) Palaeogene of the Pannonian facies, showing the platform or molasse-like development. For our purposes is interesting the first unit — the so-called peri-klippen Palaeogene — the Myjava — Žilina Zone. The term „peri-klippen Palaeogene" does not seem to be the most convenient as this Palaeogene occurs frequently directly on the complexes of the Klippen Belt, although it is necessary to mention that the main part of this zone lied directly near the Klippen Belt from the south. More convenient seems to name this zone „Myjava — Žilina Zone"[2]). However, I must say that such a Palaeogene has a much greater distribution than is mentioned by F. Chmelík (1967, pp. 287—290) and therefore it is proposed to complete the name of the zone as follows: „Myjava — Hričov — Haligovka Zone"[3]) (text-fig. 1). A common sign of this zone are occurrences of the reefal limestones with intercalations of variegated beds and conglomerates, partially olistostromes with exotic material. F. Chmelík (1967, p. 289) writes that it is a post-laramid zone which will be dealt with.

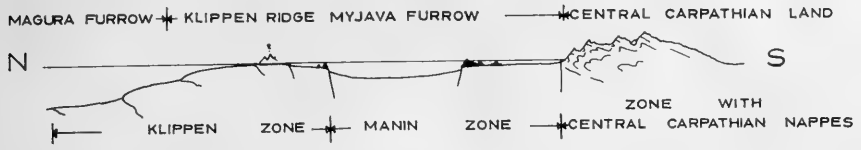
B. Myjava — Hričov — Haligovka Zone

Under this term I understand the northern zone of the Palaeogene of the Central West Carpathians running from northern part of the Central West Carpathians and reaching up to the Klippen Belt area. According to F. Chmelík (1967, p. 287) this zone has a character of miogeosyncline. Palaeogene occurring in this zone is developed in the so-called „Myjava facies s. l." according to D. Andrusov (1965, p. 212).

After the young — Subhercynian movements, a southern part of the Klippen Belt was relatively elevated (southern ridge) while the area adjacing from the south (in the west forming areas in which deposited Cretaceous — Palaeogene complexes of the Myjava and Brezová Highlands; in the central Považie area those built up of the Manín Unit and probably more to the east areas in a frontal part of the Central West Carpathians) was deepened[4]) in the form of more-or-less wide furrow and forms a zone with the Upper Cretaceous sedimentation in the Gosau facies. Undisturbed sedimentation and transitions from the Cretaceous to Palaeogene are given in works by J. Salaj (1960, 1962), O. Samuel & Salaj (1961, 1963) and O. Samuel, J. Salaj, O. Köhler & K. Borza (1967); they are in connection with this zone or the southernmost elements of the Klippen Belt (E. Scheibner & V. Scheibnerová 1961). Laramid movements (phase I, mainly the Laramid phase II sensu A. Tollmann 1966) took place in this furrow only sporadically, while in the Klippen Belt their affectes were very distinct (K. Birkenmajer 1960, E. Scheibner 1967). As affects of the Laramid movements in marginal parts of the mentioned furrow already in the proper Klippen Belt can be regarded

the transgression near Kňažia in the Orava valley (D. Andrusov 1938, 1965; A. Matějka & E. Hanzlíková 1962).

On the basis of the present facies we can reconstruct for the time-period Upper Palaeocene — Lower Eocene the following palaeogeographical picture (text-fig. 2):



Text-fig. 2: Schematic palaeogeographic profile of the Myjava furrow in the area between Považská Bystrica and Žilina for the time-span Paleocene — Eocene. Black marked the reef-complexes.

North of the Klippen Belt is more and more developed the typical geosynclinal flysch Magura furrow, which is part of a large Flysch eogeosyncline. During development of the Magura furrow it was joined with the area of the Klippen Belt. Southern parts of the Klippen Belt form a ridge[5]). South of the former Klippen Belt existed the mentioned furrow of miogeosynclinal character; for an operative manipulation and use I propose to name it „*Myjava furrow*" (text-fig. 2). The Myjava furrow, having a variable breadth, occupied in places also the southernmost elements of the former Klippen Belt. South of the Myjava furrow existed a dry land where a marine sedimentation of epimiogeosynclinal to platformal character (F. Chmelík 1967, p. 287) took place only later — in Biarritzian[6]) (D. Andrusov & E. Köhler 1963).

From the mentioned follows that prior to the Subhercynian or pre-Laramid plan of structure, distribution and arrangement of zones in the Carpathians differs very much in comparison with the post-Laramid ones. So far, it is missing a more detailed analysis, but it is probable that further more distinct changes took place in the Illyrian — Pyrenean cycle (for instance development of the epimiogeosynclinal to platformal area of the Central West Carpathians). Superimposing, partially crossing of sedimentary zones caused complications in stratigraphy, mainly by static observations of development of individual zones; for instance in the Klippen Belt if we study this zone in its original pre-Upper Cretaceous distribution we can make a conclusion that the Laramid movements manifested themselves very strongly while in other places only slightly or not (continuous transitions from the Cretaceous to Palaeogene) etc. These circumstances lead to contradictionary results of different geologists (compare works by S. W. Alexandrowicz, A. Began, K. Birkenmajer, K. Borza, E. Hanzlíková, A. Matějka, E. Köhler, J. Salaj, O. Samuel, E. Scheibner and V. Scheibnerová). It will be necessary to revise the present knowledge from the point of view of new facts.

In the post-Palaeogene — Savian movements the mentioned zones were affected with a different intensity. In essentiality the effects are less intensive from

north to south. In the area of the Magura furrow folding movements were very strong and gave rise to folded structures also in the northern parts of the Klippen Belt (K. Birkenmajer 1963). „Core" of the Klippen Belt was consolidated already earlier and in this time played to some degree a role of a fore-land of the flysch geosyncline. Therefore, the flysch geosyncline was folded symmetrically and near the Klippen Belt originated fan-like nappe structures with a southern vergency (more details in Z. Roth 1967, Z. Stráník et al. 1967). In the „core" of the Klippen Belt is more distinct a fault tectonics — the origin of slices with a southern vergency, in places probably pseudodiapiric structures (K. Birkenmajer 1959; E. Scheibner 1967). Complexes deposited in the Myjava furrow were strongly disturbed in the area adjacing to the Pieniny Lineament (unstable substratum). For instance, in the Central Považie area up to the so-called Hričov dislocation by D. Andrusov (1968 — in press).

In general, strongly affected are northern parts of a former Myjava furrow. In majority, there occur slices with a southern vergency. Complexes originated in southern part of the Myjava furrow, thanks to a stable substratum, are only slightly affected — there occur folds with greater amplitudes and mainly germanotype tectonics (faults). The latter in general is valid also for southern parts of the Central West Carpathians.

Palaeogene in the Myjava facies s. l. deposited in formerly defined Myjava furrow is characterized (according to D. Andrusov 1965) [7]) as follows: „ . . . it is characterized by a certain constant feature: by the occurence of bioherms, conglomerates, sometimes with „exotic material", or limestones. These conglomerates have partially a character of submarine slides and very clearly expressed a shore character. They contain olistolites composed of clay sequences of the Klippen Belt. Contemporaneously are seen signs of the „flysch facies".

In this place we shall deal with the occurrence of bioherms. It is a quite convenient to use the term „reef-complex"[8]).

Occurrences of reefs in the Palaeogene which we now place to the Myjava — Hričov — Haligovka Zone were partially known already earlier. Part of these beds was placed to the Central Carpathian Palaeogene (in the vicinity of Hričov, Hričovské Podhradie etc.) and were regarded as being of Middle — Upper Eocene in age (D. Andrusov & M. Kuthan 1944, D. Andrusov 1965). In the area of the Myjava Highland and Považie area the reefs have been placed to the Gosau and their age was stated as Senonian (D. Andrusov 1934, 1945; O. Kühn & D. Andrusov 1937) or Senonian — Palaeocene (L. Lóczy jun. 1915) wihout evidences. In the area of Haligovka, the reefs have not been known so far and sequences with organodetrital limestones and conglomerates have been placed to the Palaeogene of the Central West Carpathians (V. Uhlig 1889; L. Horwitz & F. Rabowski 1929), or to the Magura Palaeogene (A. Matějka 1961).

Up to the present, in the area of the Orava valley near Kňažia, the reef-complexes have not been found. The occurrences of Palaeogene in Eastern Slovakia, which have been placed to this zone and those in which occur the reef-com-

plexes were only recently more detailly studied (F. Bieda 1960; B. Leško 1960; A. Matějka & Hanzlíková 1962, O. Samuel & J. Salaj 1963 etc.).

An important change in knowledge of the reef-complexes is in connection with a work by M. Mišík & J. Zelman (1959). They stated that at least part of the reefs in the area of the Myjava Highland is not Upper Cretaceous, but Palaeogene in age. It must be noted that the presence of Palaeogene in the area of the Myjava Highland in a different facies was stated earlier by D. Andrusov & H. Bystrická (1954). Since this time development of knowledge of these sequences was very rapid (J. Salaj 1960, J. Salaj in T. Buday et al. 1960, O. Samuel & J. Salaj 1961; E. Köhler 1961; O. Samuel & J. Salaj 1963; A. Schaleková 1963, 1964; D. Andrusov & E. Köhler 1963; D. Andrusov & V. Scheibnerová 1963, etc.). Results of study by different authors are often contradictionary and further investigations are desirable. Critical evaluation of some of these results we can find in the work by F. Chmelík (1967). Detailed conclusions corresponding to the state of our knowledge in 1965 is in the work by D. Andrusov (1965). From these conclusions and evaluation we can start.

Description of localities

Myjava — Hričov — Haligovka Zone is very long, running from the area of the Myjava Highland in the west through the Central Považie area (section between Beluša and Žilina) to the area north of the Malá Fatra Mts (a broader vicinity of Terchová) further through the Orava valley (area in the vicinity of Kňažia, Mokrad etc.) to the Eastern Slovakia (Chmeľov — Hanušovce, and Beňatína) (text-fig. 1). It has to be noted that this zone, several hundreds of km long, does not form a continuous outcrop, but recently occurs on the surface in the form of individual fragments of the originally continuous zone.

D. Andrusov (1965, p. 212) distinguished several facies within his „Myjava facies s. l.“: a) facies occurring in the Myjava Highland; b) Makovec facies; c) Hričov — Žilina facies; d) Haligovka facies. It could be possible and reasonable to distinguish further facies, for instance Terchová etc. It means that in essentiality in each partial section of the Myjava — Hričov — Haligovka Zone is possible to observe several differences; there are, however, also many common signs among which the most characteristic is the occurrence of the reef-complexes.

To the proper character of the reef-complexes was paid only very little attention. D. Andrusov (1945, 1959) writes about the so-called „block reefs“, which have to grow in the littoral zone and have been displaced by a surf and waves. M. Mišík & J. Zelman (1959, p. 302) write[9]):

„. . . reefs in the Myjava Highland have a sharp shape so far as is possible to see, in regard to the surrounding conglomerates. Sometimes, however, algae and Bryozoa form constituents of cement of the fine-grained conglomerates. Bioherms started to develope probably on larger pebbles, however, there were no conditions to grow up to large measurements and were disturbed by a surf; and during strong storms and tsunamis they were torn off and partially reworked . . . Growing up on larger, almost immobile pebbles is

easily understood. The absence of sediments characterizing slopes of reefs shows that the reefs participated in sedimentation in this area quantitatively only very slightly. From the mentioned is clear that blocks and pebbles of the reefal limestones are of the same age as surrounding conglomerates".

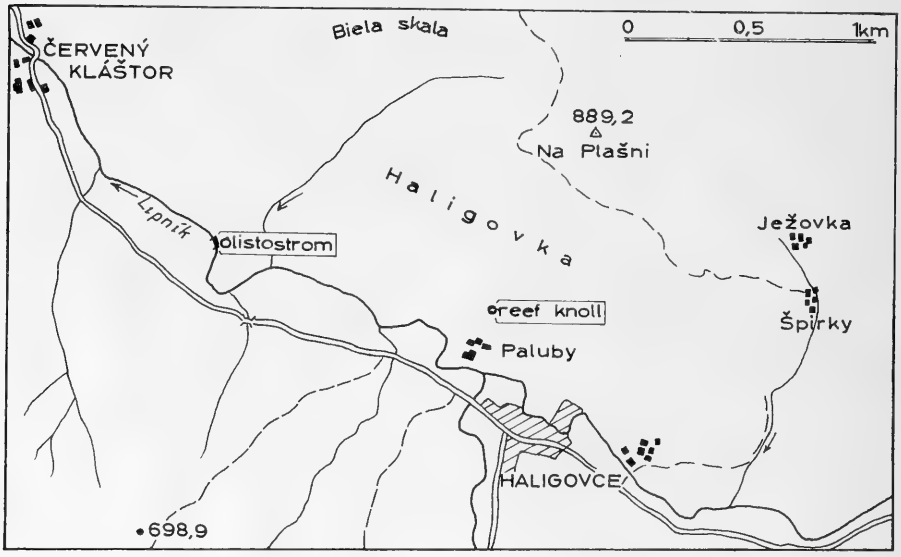
Part of reefs in this area, according to D. Andrusov & V. Scheibnerová (1963) has a character of olistolites in olistostromes to wild flysch and are of Palaeocene — Lower Eocene age. They do not write on the original character of bioherms.

Lenses of organodetrital limestones in the vicinity of Hričovské Podhradie are regarded as bioherms (D. Andrusov 1965, pp. 218—220), however, their character is never described.

Although this work has a preliminary character (as it was already mentioned) today we can determine the basic facies on the basis of litho- and biofacial analysis as well as the general character of the reef-complexes. Localities, further described, have been selected in order to illustrate different facies so far known or they are entirely new.

a) Palaeogene in the vicinity of Haligovka (Pieniny Mts) — vicinity of the villages Haligovce and Červeny Kláštor

In the Pieniny Mts near the villages Haligovce and Červeny Kláštor already to V. Uhlig (1889) was known a special facies of the Palaeogene, more detailly described by L. Horwitz & F. Rabowski (1929) and F. Bieda (1930). They regarded it as Palaeogene of the Central West Carpathians [10]). A. Matějka (1961)



Text-fig. 3: Locality map showing a distribution of the new-founded reef-complexes near Haligovce and Červený Kláštor.

described the mentioned Palaeogene as one of the Klippen facies of the Magura Palaeogene and marked it as Haligovce facies. He distinguished northern and southern belts. The southern belt is formed of variegated marlstones and claystones with beds of blue-green sandy limestones. Thickness of the beds is 80 m. From a lower part of the sequence comes a Lower Palaeocene microfauna with *Globigerina daubjergensis* Bronnimann and higher a microfauna of upper parts of Palaeocene: *Globigerina triloculinoides* Plummer and *Globorotalia aequa* Cushman & Renz and in highest part *Globorotalia pseudobulloides* (Plummer) (comp. E. Hanzlíková 1959). Higher occurs a sequence of variegated marls or non-calcareous claystones, sometimes with thin beds of siliceous-limy sandstones. E. Hanzlíková (1959) found here associations of foraminifers showing Lower, Middle (with *Cyclammina*) and Upper Eocene ages.

In northernmore belt (localities: Na Plašni, Tokarňa and near Červený Kláštor) over the variegated Palaeocene beds occurs a conglomeratic — sandy — limestone sequence. It is formed of conglomerates of the Súľov type (composed mostly of a local limestone — dolomitic material) reaching to 350 m in thickness. In other places are instead of conglomerates gray and blue-gray sandstones passing into organodetrital limestones or fine-grained conglomerates and breccias. From the organodetrital limestones comes (Na Plašni, Tokarňa) a microfauna of larger foraminifers which F. Bieda (1930) determined as Middle Eocene: „*Borelis melo* (Ficht. & Moll), *B. haueri* (d'Orb.) and *Nummulites perforatus* (d'Orb.)." Near Červeny Kláštor in the dark-gray calcareous conglomerates the same author found Nummulites of the Biarritzian *(N. perforatus* (d'Orb.), *N. millecaput* Boubée) and higher Alveolina limestones with corals (5 m) of higher Eocene and at the locality Na Plašni in coarse-grained sandstones to fine-grained conglomerates a fauna of (perhaps) Priabonian with *Nummulites incrassatus* de la Harpe and *Asterocyclina stella* (d'Arch.).

In 1960 I have found at the southern slope of the Haligovka Klippe over the Paluby settlement (text-fig. 3) a large block (10 × 8 × 10 m) formed of gray algal-coral biohermal limestones (E. Scheibner 1964, pp. 81—82). After the preliminary study was clear that it is a true bioherm of Palaeogene age[11]). It lays in distance of 45 m from the Mesozoic sequences of the Haligovka Klippe. At first sight it looks as a giant fallen block of a limestone and therefore perhaps it was never found by mapping geologists. It rises from the thick limestone gravels covering steep southern slopes of the klippen. In immediate contact with the bioherm I found sandy foraminiferal-bryozoan-algal biosparite. These beds are steeply raised (in nearly vertical position) and together with bioherms they represent a lense of the mentioned northernmore facies of the Palaeogene, which is in tectonical contact with the Haligovka Klippe. Complete outcrops of the Palaeogene in a deeper facies are in the stream Lipník (Palaeocene and Eocene) approximately 100 m to the south.

In the right bank of the stream Lipník at the eastern end of Červeny Kláštor Spa (text-fig. 3) in a sequence of the variegated Palaeogene is a small olistostrome

(2 × 1 m) (outcropping in a section). Individual olistolites are formed mainly of less reworked fragments of slightly sandy biohermal limestones up to 25 cm in diameter. Some limestone fragments are identical with limestones of the mentioned bioherms.

Studying all up to the present known rocks forming the reef-complexes in the area of Haligovka we come to conclusion that it is possibly very well to apply the facial zones in the reef-complexes of the Middle East described by F. R. S. Henson (1950). It is namely a not very typical open-shoal reef[12]) complex of Upper Palaeocene — Lower Eocene age.

Open-littoral zone is represented by a few olistolites from the mentioned olistostrome. They are strongly sandy intrasparites and biosparites.

Open-reef shoals are represented by sandy foraminiferal-bryozoan-algal biosparites, reef-knolls and patches. One reef-knoll is possible to see (the mentioned bioherm 10 × 8 × 20 m). The reef-knoll is formed of gray biosparites, biosparrudites and algal-coral biolithes.

The majority of the limestone blocks in olistostrome comes from the algal-coral reef-patches. In places around the reef-patches and probably also in the former zone, conditions were very similar to those in lagoons. Part of limestones in olistostromes has some allochthonous terrigenous detritus and represents a transition from biosparites to algal-foraminiferal biolithites.

Fore-reef transitional zone is represented by a sequence of variegated Palaeogene beds with olistostromes; olistolites descend from the former two zones.

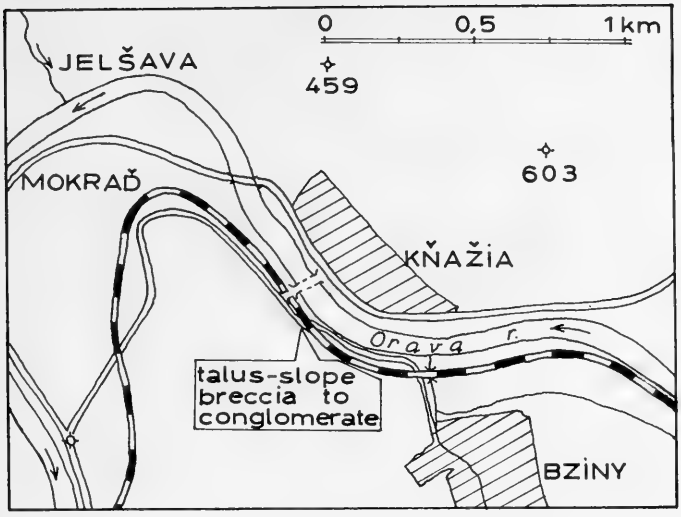
Open basinal zone is represented by contemporaneous variegated marlstones ans claystones with benthonic and planktonic microfauna described by E. Hanzlíková (1959).

Shallow littoral or sublittoral character of sedimentation lasted in this area up to the Upper Eocene (northern belt of Palaeogene described).

b) Palaeogene in the vicinity of Kňažia in the Orava valley (text-fig. 4):

Between Senonian of the Klippen Belt near Knažia and Middle Eocene of the Central West Carpathians (Flysch) occurs a Palaeogene sequence lying disconformably on the Senonian (D. Andrusov 1938, 1959). Recently A. Matějka & E. Hanzlíková (1962) found that here is represented the Palaeocene *(Saccammina placenta* (Grzyb.), *Nodellum velascoense* (Cushman), *Kalamopsis grzybowskii* (Dylaż.), *Globigerina* ex gr. *triloculinoides* Plummer etc. Also the Eocene beds have been found here.

Although it is a very important profile which was studied by several authors several times, there are still many problems. In 1967 in a left part of the outcrop, approximately 5 m above the basis of the Palaeogene sequence calcareous rocks were found forming an intercalation in clayey — marly shales. It is a talus — slope breccia to conglomerate; fragments up to 10 cm are formed of the reefal, mainly sandy biosparites. In these limestones very typical are frequent discocyclinas, sometimes bryozoans and agglutinated foraminifers.



Text-fig. 4: Locality map showing the new find of a reef-complex near Kňažia.

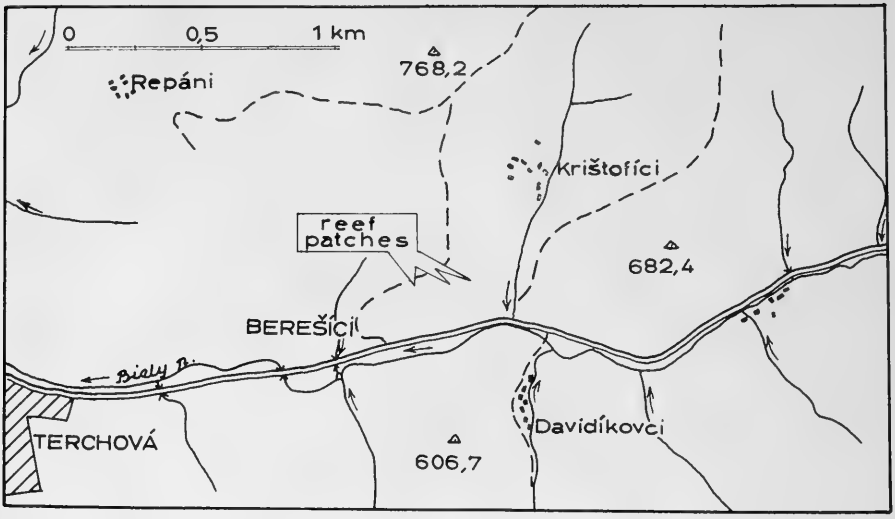
Facially it is a fore-reef zone or fore-reef transitional zone and it is clear that in not very distant area the proper bioherms occurred. In shales of the basinal zone in substratum were found minute Palaeocene globigerinas. The character of fauna in the limestones is identical with the occurrences near Haligovka; the age is Upper Palaeocene — Lower Eocene.

c) Palaeogene in the vicinity of Terchová north of the Veľká Fatra Mts. (text-fig. 5):

In 1961 a sequence of Danian age was described in the vicinity of Terchová (Nižní Bereši, Krištofíci and in the valley before the Stráža settlement near Varín) (E. Scheibner & V. Scheibnerová 1961). It is a sequence of variegated shales, olistostromes and flysch beds. Near settlement Nižní Bereši and Krištofíci in not clear tectonic contact with the Danian occurs a similar folded vertical sequence of the Palaeogene. It is represented by littoral, shallow-water sediments in which small reef-patches have been found (3—5 m high, maximum 8,5 m) occupying a plane of around 10—15 m², maximum 22 m². A core of the reef-patches is formed of sandy-coral-algal-bryozoan intra-sparites. A greater amount of the allochthonous material shows a growing of hermatypical organisms in inconvenient environment (probably open littoral). The reef-patches at the margin pass into the fine-grained conglomerates.

d) Palaeogene in the vicinity of Hričovské Podhradie (text-fig. 6):

This Palaeogene is quite detailly described by D. Andrusov (1965, pp. 218—220). Reef-complexes are well developed here. Biohermal limestones form large



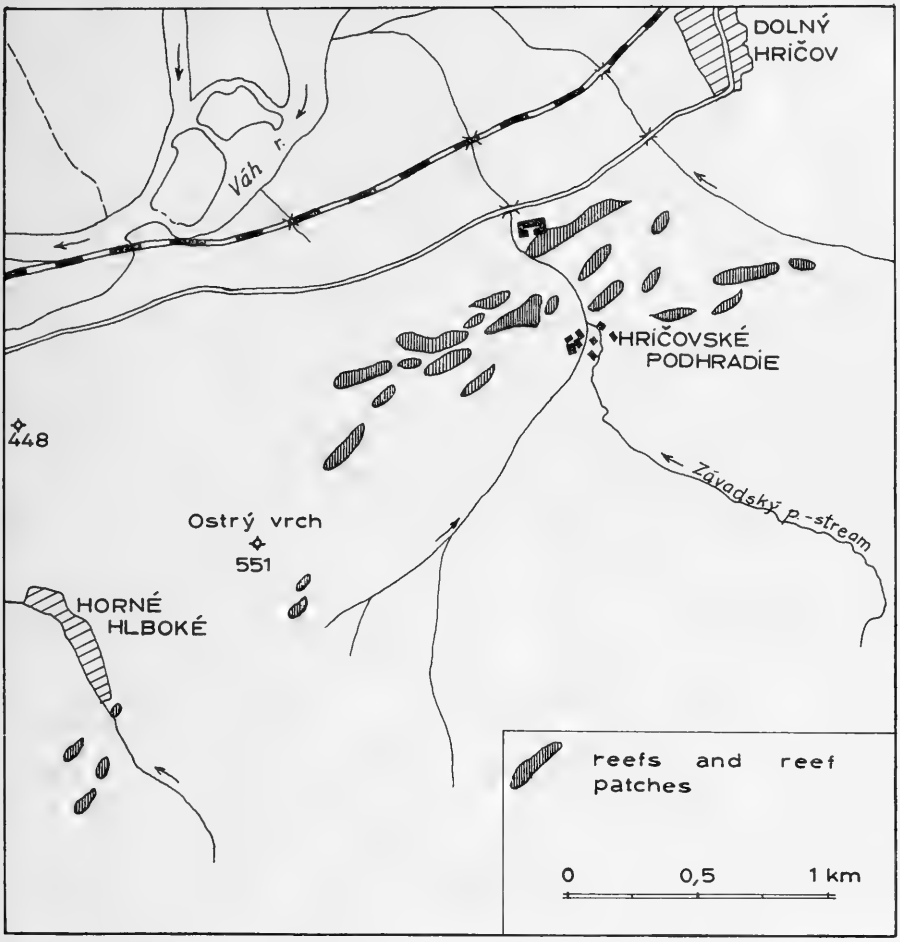
Text-fig. 5: Locality map showing the distribution of reef-patches near the Bereśíci settlement.

lenses 30—40 m in thickness and 10—200 m in length. Frequent are also small patches (2—3 m). Both fauna and flora of these limestones was well described (P. Lemoine 1934, J. Pia 1934, D. Andrusov 1938, D. Andrusov & M. Kuthan 1944, D. Andrusov 1950, M. Mišík & J. Zelman 1959, E. Köhler 1961, O. Samuel & Salaj 1963, A. Schaleková 1963, 1964 etc.) (see table of distribution of fauna). The reef-complex is up to 200 m thick and occurs in 10 km long belt between Jablonica and Žilina. The age was stated on the basis of *Discocyclina seunesi* Douv. and *D. douvillei* (Schlumb.) (E. Köhler in D. Andrusov 1965, p. 212) as Palaeocene to Lower Eocene.

On the basis of a preliminary study of several reefs and reef-patches we come to conclusion that they are the so-called fringing reefs. Back-reef shoals are represented by the Miliolid limestones and small reef-patches (algal-coral biolithites and biosparites — biosparrudites). The reef-wall facies is represented by algal-coral biolithites. In a peripheral part of some reefs were observed breccia — limestones which could represent the talus — slope facies. These fringing reefs fringed a southern margin of the Myjava furrow in the Považie area.

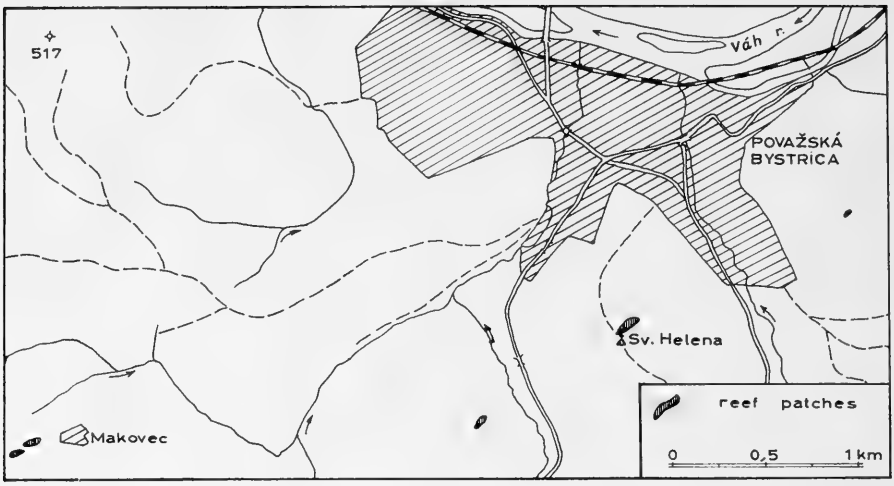
e) Reef-complexes in the vicinity of Považská Bystrica (text-fig. 7):

In the vicinity of Považská Bystrica (localities Svätá Helena, Makovec etc.) are known the occurrences of light-gray conglomerates mainly with limestone — dolomitic material in which occur lenses of organogenous and organodetrital lithothamnian — coral limestones regarded as bioherms by D. Andrusov (1945, 1965). Originally, these limestones were placed by the cited author to the

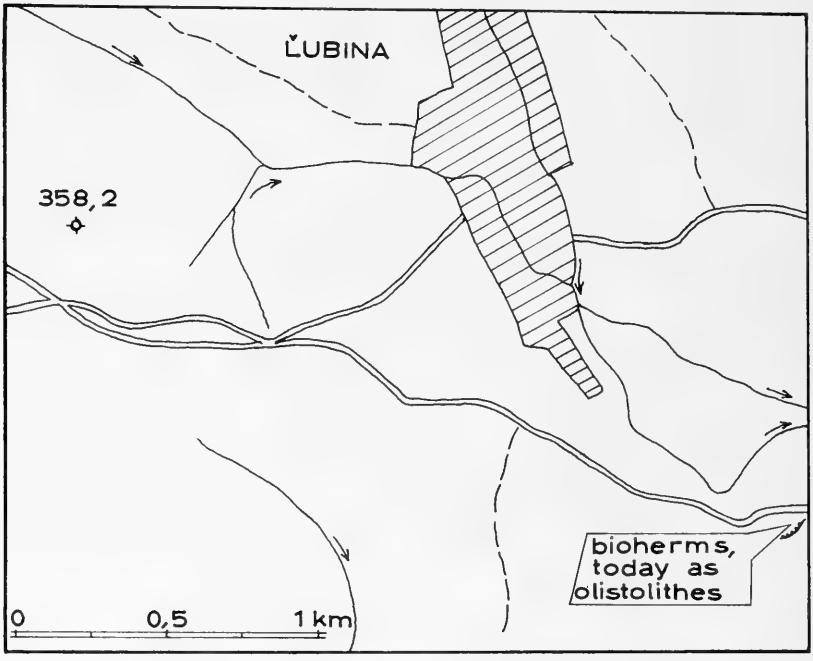


Text-fig. 6: Locality map showing the distribution of reefs and reef-patches near Hričovské Podhradie. Based on geological map by D. Andrusov & M. Kuthan (1945).

Upper Cretaceous, later by O. Samuel & J. Salaj (1963) to the Upper Palaeocene. These bioherms we can mark as reef-patches originated in the environment of the open-shoal reefs on a northern margin of the Moyjava furrow near the Klippen Belt. The reef-patches are mostly small (2 x 3 m), some of them are larger (5×10—12 m) and in thickness reach 5 m. They are formed of algal-coral biolithites and biosparites with terrigenous material.



Text-fig. 7: Locality map showing the distribution of reef-patches near Považská Bystrica. Based on geological map by D. Andrusov (1950).



Text-fig. 8: Locality map showing the locality of bioherms occurring today as olistolites in flysch sequences; old quarry near the road over Ľubina.

f) Bioherms, today as olistolites in flysch sequences near the village Lubina (text-fig. 8):

Palaeogene in the area of the Myjava Highland was recently quite detailly described by D. Andrusov (1965) a. o. Occurences of the bioherms in flysch sequences of Palaeocene — Lower Eocene age are quite frequent. Some of them have a character of olistolites (compare D. Andrusov & V. Scheibnerová 1963). These bioherms originally deposited in the open-shoal environment; part of the limestones, however, has features typical of the fringing-reef environment. Of such a character are also the occurrences of bioherms forming olistolites (1,2×3 m and more) in the flysch outcropped in an old quarry near Ľubina.

Facies of the reef-complexes in the Palaeogene of the Myjava — Hričov Haligovka Zone

During a study of the reef-complexes of the mentioned Zone it is possible to state that they originated mostly in the open-shoal reef environment and less as fringing reefs.

Open-shoal reef environment. Open littoral: In this zone originated littoral deposits occurring in a greater or lesser distance from the reef-patches. In this case, to these deposits it was not paid a greater attention. In the olistostrome near Červený Kláštor (text-fig. 3) have been found sandy limestones deposited in this zone. Some of these limestones studied had a character of strongly sandy (angle-shaped quartz grains, up to 0,5 mm, rarely zircon grains up to 0,15mm) intra-bio-calcarenites. From among organisms were typical large coarse-agglutinantia (agglutinating grains up to 0,15 to 0,2 mm), fragments of *Lithothamnium, Miniacina multiformis* n. sp., bryozoans, *Serpula* etc.

Open-shoal reef zone: The main part of the reef-patches and reef-knolls occurring at the localities described (except for the vicinity of Hričovské Podhradie) originated in such an environment. Lithologically they are represented by limestones, sometimes slightly sandy: algal-coral biolithe with transitions into biosparites or biosparrudites.

In the reef-knoll south of Haligovka (text-fig. 3) and in bioherms forming today the olistolites in the flysch sequence near Ľubina occur the algal-coral biolithes with structure and organic association characteristic of the reef-wall (plate 4, figs. 2, 3), although here probably existed the reef bodies of a limited extent (knolls). Common are encrusting algae, articulate coralline algae, corals *(Porites* and octocorals) encrusting Foraminifera, thick-walled Foraminifera, *Serpula* etc. Typical is an alternation of encrusting algae and Foraminifera with corals. The remaining part of the rock is formed of non-oriented carbonate ooze. This type of limestone is often very porose with hollows which are later partially filled up by detritus, sometimes with graded-bedding debris or has been filled by clear, coarse-grained sparry calcite probably directly precipitated (plate 4, fig. 2).

The majority of limestones forming the reef-patches and reef-knolls has a

character of the reef-breccia limestone (plate 4, fig. 1) as are described by M. J. Forman & O. Schlanger (1957) or represent a combination of the reef-breccia and reef-wall limestone. The fossil content is similar to that in the reef-wall limestones. Differences are in the intergrain relation of the components. By the reef-breccia limestones the components have a detrital nature. These limestones have a character of the intra-bio-sparite or bio-sparrudite. They are mainly calcarenites. The large fragments float in a calcarenitic mass; small fragments are mainly angle-shaped. Encrusting Foraminifera (plate 6, fig. 4) and algae also in our case are restricted to coatings on detrital fragments and do not serve to any binding function. These limestones are also porous. Infillings of voids are formed of sparry calcite clearly precipitated (left side of fig. 4, plate 1).

Described type of the reef-breccia limestone can pass into the fore-reef or off-reef detrital limestones. Such conditions are near the reef-knoll on the locality south of Haligovka. As off-reef-shoal limestones we can mark the well-sorted foraminiferal-algal sparite (plate 5, fig. 3). As fore-reef detrital limestone can be designed sandy discocyclina-algal-bryozoan sparite (plate 5, fig. 1). In some limestones of this type there are several agglutinated forms which have a function of a binding detritus; a frequent occurrence of miliolids shows the origin in an adjacing lagoon.

F o r e - r e e f t r a n s i t i o n a l z o n e: The occurrence of the olistostrome near Červeny Kláštor (text-fig. 3) is possible to place into this zone. Similarly also the newly discovered talus-slope-breccia or conglomerate near Kňažia (text-fig. 4). At the last locality, there were found interesting sandy bio-intra-sparites, which correspond to description of the fore-reef detrital limestone by M. J. Forman & S. O. Schlanger (1957). Besides the mentioned, there were found sandy bio-intra-sparites with a considerable amount of attached agglutinated foraminifers *(Belloidina, Haddonia, Placopsilina* — plate 6, fig. 6) sometimes a binding organic detritus (plate 5, fig. 2), which represents a transition from the off-reef shoal to lagoonal limestones.

O p e n b a s i n a l z o n e is represented by a sequence of marly silty rocks or flysch sequence of the same age.

B a c k - r e e f s h o a l z o n e is characterized by miliolid limestones, fo- Hričov (text-fig. 6) originated perhaps in the mentioned environment. Typical is a small amount of the terrigenous material in comparison with the open-shoal reef environment.

B a c k - r e e f s h o a l z o n e is characterized by miliolid limestones, foraminiferal-algal-bryozoan calcarenites, acicularian calcarenites (M. Mišík 1966, tab. LXXIX, fig. 1). These limestones today occur as a constituent of biohermal bodies.

R e e f - w a l l z o n e is formed of algal-coral biolithites, algal-biolithites (M. Mišík 1966, tab. LXXX, fig. 1) and algal-coral sparite sometimes sparrudites. The majority of the biohermal bodies is formed of the reef-breccia limestone (calcarenite).

Talus-slope: Studying some biohermal bodies, mainly west of Hričovské Podhradie, was found that their marginal part has a coarse-brecciated to conglomeratic character and originated perhaps on slopes of the fringing reefs.

Fore-reef-shoals: In such an environment originated smaller reef-patches formed on intra-bio-calcarenites. Frequent are foraminiferal-algal-bryozoan sparites. From such rocks were described *Discocyclina seunesi* (Douv.) and *D. douvillei* (Schlumb.) (E. Köhler 1961).

Fore-reef transitional zone is represented by thin intercalations of sandy bio-calcarenites in detrital flysch sequence.

The mentioned results are only preliminary and represent a result of orientation study of the reef-complexes of the Myjava — Hričov — Haligovka Zone.

C. Paleontological part

Family Polymorphinidae d'Orbigny 1839
Subfamily Webbinellinae Rhumbler 1904
Genus *Bullopora* Quenstedt 1856
Bullopora multicamerata n. sp.
Text-figs. 9—13

Holotypus: text-fig. 9, deposited in Slg. Munich Prot. 2858, thin section G 961 a/68 (Munich)

Paratypus: text-fig. 10, thin section V 1980 — KGUK, Bratislava; text-fig. 11, thin section V 1834 — KGUK, Bratislava; text-fig. 12, thin section V 1982 — KGUK, Bratislava; text-fig. 13 thin section V 1994 — KGUK, Bratislava.

Derivatio nominis: named after typical polythalamous test.

Stratum typicum: Upper Palaeocene — Lower Eocene reef-complexes of the Myjava — Hričov — Haligovka Zone (Palaeogene of the Central West Carpathians)

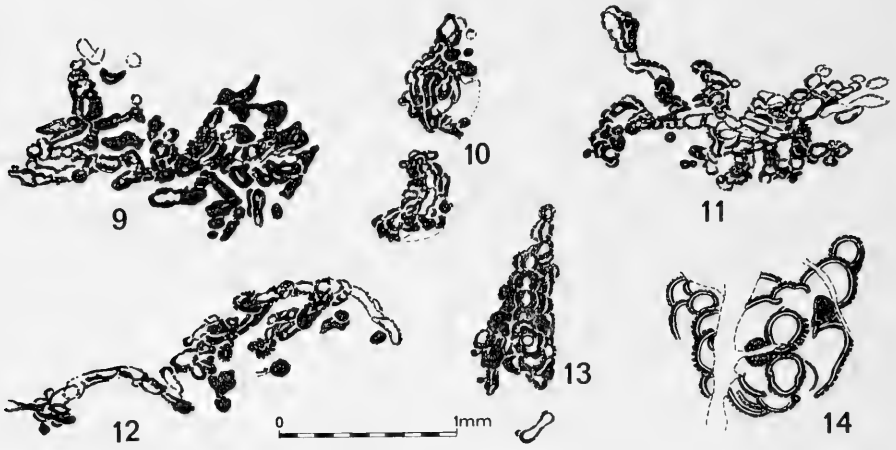
Locus typicus: reef-knoll on a southern slope of the Haligovka Klippe over the Paluby settlement, village Haligovce, Pieniny Mts Carpathians (text-fig. 3)

Diagnosis: test multicamerate, attached; initial part composed of spherical proloculus. Further chambers varying in shape (oval, drop or flash-like) mainly uniserial, irregularly curved forming irregular clusters and accumulations.

Material: 4 complete adult specimens, 12 less complete sections in thin-section from limestones. Besides holotype all deposited in the Collection of the Department of Geology, J. A. Comenius University in Bratislava.

Description: test attached to various sessile organisms like corals (scleractinids or octocorals), foraminifers *(Nubecularia, Placopsilinidae),* algae (sometimes among thalli). By clusters attached only older chambers. Further grow freely on older ones. Maximum diameter of the test 2 cm. Proloculus of mega-

lospherical form about 0,1 mm (text-fig. 13). Length of chambers up to 0,25 mm, bright (height) up to 0,1 mm. Thickness of the wall from 0,015 to 0,035 mm. Walls are formed of hyaline-calcite, perforated; pores 0,005-0,01 mm in diameter. 15 to 20 chambers making up the adult stage.



Text-figs. 9—13: *Bullopora multicamerata* n. sp. Drawings after microphotographs from thin sections; black is calcite.

9 — holotype (Slg. Munich Prot. 2859) approximately vertical section through an irregular cluster attached on a coral. Thin section (G 963 a/68 Munich) from gray biohermal limestone; reef-knoll on a southern slope of the Haligovka Klippe, over the Paluby settlement.

10 — Paratype (deposited in the Collection of the Department of geology, Bratislava). Section through two small clusters, probably one individual; thin section (V 1980 — KGUK, Bratislava) from gray algal-coral biolithite to sparite; locality as on text-fig. 9.

11 — Paratype (deposited in the Collection of the Department of geology, Bratislava). Section through an irregular branching form (?) attached in a hollow on *Pseudolithothamnium* sp. Thin section (V 1834 — KGUK, Bratislava) from gray biohermal limestone (locality as on text-fig. 9).

12 — Paratype (deposited in the Collection of the Department of geology, Bratislava). Section through an individual with long chambers attached on *Archaeolithothamnium* sp. and *Nubecularia* sp. Thin section (V 1982 — KGUK, Bratislava) from gray coral-algal biolithite; locality as on text-fig. 9.

13 — Paratype (deposited in the Collection of the Department of geology, Bratislava). Section through a compact cluster with inflated chambers and proloculus in the centre. Thin section (V 1994 — KGUK, Bratislava) from white reef-breccia limestone; old quarry on a western margin of Hričovské Podhradie.

Text-fig. 14: Horizontal section through *Planorbulina uva* n. sp. Paratype (deposited in the Collection of the Department of geology Bratislava). Drawing after microphotograph from a thin section; black is calcite. Between two calcitic layers a thin pseudochitinous membrane. Typical aperture on peripheral margin of chambers with a narrow lip. Further data as on text-fig. 13.

Notes and variability: the new species described resembles in the form of chambers *Bullopora negevensis* Avnimelech & Reiss which was described from the Lower Cretaceous, probably Lower Albian or Upper Aptian. It differs from it in having much more chambers and building clusters and irregular accumulations.

Sometimes chambers of the new species form a long neck and so it resembles *Bullopora rostrata* Quenstedt, however, this form of chambers is very rare.

Distribution: the new species was found in biohermal limestones (biosparrudite, algal-coral biolithite) not only at the locality Haligovka, but also at several localities of the Myjava — Hričov — Haligovka Zone, namely at Kňažia (in blocks, fragments of the mentioned type of limestones), Bereščí, Hričov, Makovec, Svätá Helena Ľubina (and old quarry), Stará Turá and others already described.

On plate LXXII, fig. 2 J. Cuvillier (1961) figured a detrial limestone with *Miscellanea* sp. and feather-like algae (?) resembling the genus *Distichoplax* from the North Pyrenean border, Ypresian in age. Above the centre of the photomicrograph is a section through *Bullopora multicamerata* n. sp., however, not mentioned by the cited author in the explanation to this figure.

Family Planorbulinidae Schwager 1877
Genus *Planorbulina* d'Orbigny 1826
Planorbulina uva n. sp.
Plate 4, fig. 2; plate 6, figs. 1—3
text-fig. 14

Holotypus: figured on plate 4, fig. 2; plate 6, fig. 2. Deposited in Slg. Munich Prot. 2859; thin section G 963 a/68 (Munich).

Paratypus: plate 6, fig. 2; V 1578 — Kguk, Bratislava. Plate 6, fig. 3; V 1093 — KGUK, Bratislava. Text-fig. 14: V 1994 — KGUK, Bratislava.

Derivatio nominis: named after the characteristic grapeshape of test.

Stratum typicum: Upper Palaeocene — Lower Eocene, reef-complexes of the Myjava — Hričov — Haligovka Zone (Palaeogene of the Central West Carpathians).

Locus typicus: Ľubina, old quarry near the road (text-fig. 8), biohermal bodies occurring today as olistolites in flysch sequences. Myjava Highland, West Carpathians.

Diagnosis: test adherent, irregularly subglobular; flat, concave or uneven on attached spiral side due to adaptation to irregularities of substratum. Peripheral margin rounded. Chambers numerous enlarging gradually in size, more indistinct layers of chambers added superficially; last ventral chambers rounded having the granular tubercles. Radiate calcareous wall perforate on pseudochitinous membrane. Sometimes inner calcareous layer with rare pores[13]).

Apertures on peripheral margin of chambers with a narrow lip (text-fig. 14), by lateral chambers two on both sides. Maximum diameter 2,4 mm, thickness 1,5 mm; Holotype: maximum diameter 0,575, thickness 0,89 mm.

M a t e r i a l : description based upon 4 complete specimens and about 10 fragments in thin sections from limestones. With exception of holotype and some incomplete specimens all material deposited in the Collection of the Department of Geology, J. A. Comenius University, Bratislava.

D e s c r i p t i o n : test attached to various sessile organisms, corals, algae, foraminifers etc. building irregularly subglobular masses, rarely between two thali of algae (Archaeolithothamnium). Test subglobular, irregular. Spiral side attached, flat, concave in the case of irregular substratum cariously curved. Proloculus 0,07 mm, its wall from pseudochitinous mass and very thin calcitic layer. First row of chambers in holotype resembles by an arrangement the type of genus. Chambers are adapted to irregularities of substratum, often irregularly inflated and toward periphery enlarge. Similarly are enlarged superficial chambers; they are inflated and have a thicker wall. Superficial chambers are added in 4 to 6 irregular layers or rows. Diameter of chambers moves around 0,25 mm. On ventral chambers are typical granular tubercles on which Parker and Jones in the species *Planorbulina larvata* wrote: „that in the seas of hot climates a large amount of exogenous granular matter is formed on the surface of the shell". Thickness of a wall is 0,025—0,1 mm (pseudochitinous membrane 0,003—0,005 mm). Sometimes under the pseudochitinous membrane is a further calcitic layer (0,008—0,01 mm thick) with rare pores (text-fig. 14)[13]). Outer calcitic layer of a wall is perforated, pores have a diameter of 0,005—0,008 mm, in ventral chambers around 0,01 mm. Apertures on peripheral margin of chambers have sometimes a visible narrow lip, by later chambers in horizontal section two apertures on both sides present (text-fig. 14).

N o t e s a n d v a r i a b i l i t y : a new species resembles *Planorbulina larvata* Parker & Jones var. *crispata* Chapman in adding several series (or rows) of superficial chambers but not in giving rise of curled or semilunar-shaped test, but in irregular manner giving rise of irregular subglobular test. The new species has more rounded margin. *Planorbulina larvata crispata* Chapman was only briefly described without data on inner structure, and also it seems that in this subspecies are missing granular tubercles on ventral chambers. Chambers in a new species are more rounded, inflated (convex) and proliferated. Interesting is that *Planorbulina larvata crispata* Chapman comes from the Funafuti lagoon from a depth of 24 fathoms.

D i s t r i b u t i o n : the species described was found in biohermal limestones in Ľubina (in algal-coral biolithes living attached in hollows), in bio-calcarenite at Hričovské Podhradie (reef- western margin of the village), in biosparrudite to algal-coral biolithes in the reef-knoll at Haligovce and fragments in the biohermal limestones all over the Myjava — Hričov — Haligovka Zone (West Carpathians).

Family Homotrematidae Cushman 1927
Subfamily Homotrematinae Cushman 1927
Genus *Miniacina* Galloway 1933
Miniacina multiformis n. sp.
Plate 6, fig. 7; plate 7, figs. 1—7

Holotypus: plate 7, fig. 1 and 3; deposited in Slg. Munich Prot. 2860; thin section G 954 a/68 Munich, mainly encrusting type.

Paratypus: plate 7, fig. 2 (Slg. Munich Prot. 2861); plate 7, fig. 4 (Slg. Munich Prot. 2862); plate 7, fig. 6 (Slg. Munich Prot. 2863); plate 6, fig. 7 (Slg. Munich Prot. 2864).

Derivatio nominis: named after the typical multiform character.

Stratum typicum: Upper Palaeocene — Lower Eocene reef-complexes of the Myjava — Hričov — Haligovka Zone (Palaeogene of the Central West Carpathians).

Locus typicus: reef-knoll on a southern slope of the Haligovka Klippe over the Paluby settlement, village Haligovka, Pieniny Mts (text-fig. 3).

Diagnosis: test mainly encrusting, less branching. Encrusting types can form thin layers with perforated lamina, sometimes with simple openings (0,03 mm or more) with double walled vertical pillars. Last type of crusts can reach some cm in length (4 cm or more) and height 1, 5 cm and more. Branching types form irregular cones or small piles of some mm, maximum 10 mm. Laminae are connected by double-walled hollow-pillars. Sometimes there occur tubular imperforate chambers; wall hyaline.

Material: description based upon variably oriented thin sections from limestones. Free specimens were not in disposal. Except for holotype, and paratypes, all specimens deposited in the Collection of the Department of Geology. 20 large and 15 smaller specimens, about 30 not complete specimens.

Description: test attached to various sessile organisms, mainly octocorals (*Epiphaxum*), scleractinia (*Porites, Actinacis, Stylosmilia*), algae etc. Thin crusts are very common, thick large crusts less frequent (living only in convenient reef-wall environment). Crusts grow often from below on projecting hermatypic organisms. Thin crusts are formed of one or two layers. One layer is formed usually of two superimposed mostly perforated lamina 0,15—0,5 mm long. Lamina are convex to the outer. They bear 8, maximum 10 pores with a diameter of about 0,005 mm. Lamina are closely connected by margins with a vertical pillar which overlies lamina. The lamina sometimes are so close that they form a limbate wall with a small opening. Thickness of lamina moves around 0,01 mm. Lumen among lamina has 0,1 mm in height and has a form of rounded oblong or is lunar- or kidney-shaped. Further there occur crusts formed of 1—2 layers. Space between two lamina is 0,3 mm, thickness of a wall up to 0,03 mm without perforation, usually with one greater opening (up to 0,05 mm). Lumens are oblong, pear-like, polygonal. Lamina are joined with vertical double-walled

pillars. The most typical are encrusted forms built up of several layers reaching more than 1 cm in thickness an with a length of more than 4 cm. One layer is formed of 2 lamina in distance of 0,06—0,15mm, 0,25—0,4 mm long. Thickness of lamina is 0,015—0,04 mm. Lamina on margins are close and touch the vertical pillars which overlap the lamina (they have 0,17 mm in length and 0,03 mm in thickness), sometimes branching, rarely double-walled (if originated from two neighbouring lamina). Upper lamina are rarely perforated on the contrary to the first type described. Mostly, upper lamina have one large opening (diameter 0,05 mm). This opening may enlarge so that the upper lamella is rudimentary and lumen is represented by a calix form. Some lumens are connected by openings in a wall (diameter 0,03 mm). They have a form of rounded oblong, oval, elongated, lense-like etc. Spaces among layers are usually so large as individual layers or larger. Among the layers grow up other organisms, mainly *Nubecularia*, less *Cibicides* etc. Sometimes is possible to see intercalations with thali of *Lithothamnium, Archaeolithothamnium, Pseudolithothamnium* or layers of *Epiphaxum.* Branching forms have 0,5 to 10 mm in diameter. Small forms are formed of a few tubular chambers with imperforated walls. In large forms we can distinguish quite irregularly distributed chambers, oval or polygonal (rounded) (diameter 0,15—0,2 mm) hollow pillars (diameter 0,03 to 0,1 mm). Interlocular spaces are large, irregular. Some tubulous chambers were also observed.

Notes and variability: a new species (namely its branching types) resembles in the form of chambers and hollow pillars the species *Miniacina miniacea* (Pallas), however, they differ in measurements. Also encrusted types are specific. Such types and mainly so large have never been described. In general, however, I must emphasize a close relations to the recent species *M. miniacea.*

Distribution: a new species was found in limestones of the reef-complexes, Upper Palaeocene — Lower Eocene in age, of the Myjava — Hričov — Haligovka Zone at all localities already described. The largest specimens occur in the reef-wall limestones, small and thin crusts are distributed overall from the open-littoral to fore-reef transitional zones. Very typical branching forms are in the off-reef shoal limestones.

F. Chapman (1901, pp. 200—201) quotes that *P. miniaceum (= M. miniacea)* occurs in the samples from both the lagoon and outer part of the reef at Funafuti, as well as from deeper soundings down to 360 m. It is most typical for the outer side of the reef-wall. Similar distribution has probably also a new species.

Some notes to flora and fauna

Flora in the reef-complexes of the Myjava — Hričov — Haligovka Zone has been studied by A. Schaleková. A review of all up to the present determined forms is given in table, as well as fauna occurring in the reef-complexes. Further, the author will pay attention to a detailed study of some groups of organisms. Part of the fauna mentioned has not been known in the reef-complexes described as it is in the table marked. From among foraminifers, interesting are large agglu-

DISTRIBUTION OF FAUNA IN THE REEF COMPLEX

OF THE MYJAVA-HRIČOV-HALIGOVKA ZONE

COMP. BY E. SCHEIBNER 1968

— rare ◆ frequent ✦ predominating

o older determinations

tinantia, for instance genera *Bdelloidina* and *Haddonia* (figured *Haddonia* sp., pl. 6, fig. 5) typical of shallow environments close to lagoons. More detailly, genus *Haddonia* and related forms is studied by H. Hagn (1968). Data on the occurrence of genus *Gypsina* in the Carpathians are also very rare. This genus, however, needs a more detailed study. Nubecularias are also very frequent, however, their identification in thin sections is rather difficult. Further, a plenty of problematical organismus has been observed, identification of which, however, requires a further material.

Coelenterata have a considerable share in the fauna; they are mostly strongly recrystallized which does not enable their identification. Frequent are also Bryozoa, material of which will be offorded to a specialist. Vermes (serpules) in some cases occur in a rock-forming amount; determination of species has not been done.

Other groups of organisms are only sporadically represented.

Comments

[1]) History of the study of the Carpathian Palaeogene is detailly described by D. Andrusov (1965) — in Slovak; compare also Regional Geology II—2, Prague 1967 (English edition 1968).

[2]) It is not reasonable, however, to use the name of Žilina town as in the vicinity of this town there are but a very few occurrences, while the classical finds of the reef-facies are near Hričovské Podhradie and Hričov village — already D. Andrusov (1965) used the term „Myjava — Hričov Zone".

[3]) As far as A. Matějka (1961) used the term „Haligovce facies" after the village Haligovce and placed it to the Magura Palaeogene, I propose to use the name of the hill Haligovka, where this Palaeogene is well represented. F. Chmelík (1967, p. 289) writes about similarity of this facies with his Myjava — Žilina zone.

[4]) The mentioned vertical movements of different zones (blocks) of the Klippen Belt and adjacent areas are in connection with the existence of the Pieniny lineament (E. Scheibner 1968, in press).

[5]) This area, however, was broader than the Middle — Upper Cretaceous exotic ridge which disappeared probably in Laramid movements.

[6]) Older continental sediments are probably represented by the so-called Kľuknava facies of the Palaeogene (D. Andrusov 1965, recent works by R. Marschalko).

[7]) Freely cited — translated

[8]) The term „reef-complex" is applied to the aggregate of the reefal limestones and the calcareous rocks genetically (?) associated with them (cited according to F. R. S. Henson 1950).

[9]) Freely translated

[10]) It was in connection with a fact that there occurs a facies typical of the Palaeogene of the Central West Carpathians (conglomerates of the Súľov type, Nummulites limestones etc.) and also because the Haligovka Unit was regarded as a High-tatric sequence and so as a part of the Central West Carpathians. The mentioned Palaeocene occurs immediately on the contact with the Haligovka Unit. Recently K. Birkenmajer (1959) placed the Haligovka Unit to the Klippen Belt (compare also E. Scheibner 1967) and consequently it changes also the position of the surrounding Palaeogene.

[11]) Material of algae I gave to Dr. Schalekovà. Preliminary results of floristic determination are given in the work by D. Andrusov (1965, p. 223).

[12]) The term „shoal-reef" descend from Molengraaf (1930) who translated by this word a term of Niemyer (1911) „Plaatrif". R. W. Fairbridge (1950) translated the last term as „platform reef". Recent patch- or platform-reefs discribed R. W. Fairbridge (1950) as typical of the continental shelf. The patch reefs are smaller ones, platform reefs are the larger ones. In our case we cannot use to a considerable degree the synonymous term „platform reefs" as it is clear that it was no reef-complex of the continental shelf, but in shallow zone in geosynclinal area. Continent in this, however, has been only originating and from the continent in the north it was divided by a broad flysch geosyncline.

[13]) In a majority of material it is visible a thick outer perforated calcareous wall and thin dark non-perforated layer built up of pseudochitineous material. Only very rarely there occurs on the inner side of the dark layer a thin calcareous layer. In this case the wall has a typical bilamellate character to which called my attention Professor Dr. H. Hagn.

D. References

Andrusov, D., 1938: Rôlo des *Thallophytes* dans la constitution des roches sédimentaires des Carpathes tchécoslovaques. Vestn. Král. česk. spol. nauk, tř. mat. přír., pp. 18—35, Praha

Andrusov, D., 1938 a: Geologický výskum vnitřního bradlového pásma v západních Karpatech. Č. III-Tektonika. Rozpr. St. geol. úst. ČSR, **9**, 135 p., Praha

Andrusov, D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpátoch. Č. IV—V. Stratigrafia dogeru, malmu a kriedy. Práce št. geol. úst. ČSR, **13**, 176 p., Bratislava

Andrusov, D., 1950: Skameneliny karpatských druhohôr I. Rastliny a prvoky. Práce št. geol. úst., **25**, 164 p., Bratislava

Andrusov, D., 1959: Geologia československých Karpát — II. 375 p., Vyd. Slov. Akad. Vied., Bratislava

Andrusov, D., 1965: Geológia československých Karpát — III. 392 p., Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava

Andrusov, D. & Bystrická H., 1954: O náleze paleogénu v kriedovom pásme Brezovského pohoria. Geol. sborn., **5**, 1—4, pp. 198—199, Bratislava

Andrusov, D. & Köhler E., 1963: Nummulites, facies et dévelopment prétectonique des Karpates occidentales Centrales an Palèogène. Geol. sborn., **14**, 1, pp. 175—192, Bratislava

Andrusov, D. & Kuthan M., 1944: Vysvetlivky ku geol. mape Slovenska. List Žilina (4361/2). Práce št. geol. úst., **10**, 196 p., Bratislava

Andrusov, D. & Scheibnerová V., 1963: On the Origin of Redepositions of Foraminifera in the Cretaceous and Paleogene of Carpathians. Geol. sborn., **14**, 1, pp. 145—148, Bratislava

Bermúdez, P. J., 1952: Estudio sistemático de los Foraminiferos rotaliformes. Venezuela Minist. Minas et Hidrocarb., Bull. Geol., **2**, 4, pp. 1—35, Caracas

Bieda, F., 1930: Nummulity trzeciorzedu pienińskiego pasa skałkowego. Roczn. Pol. tow. Geol., **6**, (1929), pp. 98—104, Kraków

Bieda, F., 1960: Veľké foraminifery priútesového flyšu na východnom Slovensku. Geol. práce, **18**, 30 p., Bratislava

Birkenmajer, K., 1959: Znaczenie skalki haligowieckiej dla geologii pienińskiego pasa skałkowego. Roczn. Pol. tow. Geol., **29**, 1, pp. 19—23, Kraków

Birkenmajer, K., 1960: Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. Jb. geol. Bundesanst., **103**, 1, pp. 1—36, Wien

Buday, T. et al., 1963: Vysvetlivky k přehledné geologické mape ČSSR 1 : 200 000, M—33—XXX, Gottwaldov. GÚÚ, 285 p., nakl. ČSAV, Praha
Bursch, J. G., 1947: Mikropaläontologische Untersuchungen des Tertiärs von Gross Kei (Molukken). Schweiz. Palaeont. Gesell., Abh., **65**, pp. 1—69, Basel
Carozzi, A. & Zadnik V., 1959: Microfacies of Wabash reef, Wabash, Indiana. Journ. Sedim. Petrol., **29**, 2, pp. 164—171, Tulsa
Carter, H. J., 1876: On the *Polytrema* (Foraminifera), especially with reference to their Mythical Hybrid Nature. Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 4, **17**, 99, pp. 185—214, London
Carter, H. J., 1877: On a Melobesian Form of Foraminifera *(Gypsina melobesioides,* mihi); and further Observations on *Carpenteria monticularis.* Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 4, **20**, pp. 172—176, London
Carter, H. J., 1877: Description of *Bdelloidina aggregata* a new Genus and Species of Arenaceous Foraminifera, in which their so-called „Imperforation" is questioned. Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 4, **19**, 111, pp. 201—209, London
Chapman, F., 1892: Some new forms of hyaline Foraminifera from the Gault. Geol. Mag., new ser., dec. 3, **9**, pp. 52—54, London
Chapman, F., 1900: On some new and interesting Foraminifera from the Funafuti Atoll, Ellice Island. Linnean Soc., Journ.-Zool., **28**, pp. 1—27, London
Chapman, F., 1901: Foraminifera from the lagoon at Funafuti. Linnean Soc., Journ. Zool., **28**, pp. 161—210, London
Chapman, F., 1902: On the Foraminifera collected round the Funafuti Atoll from Shallow and Moderately Deep Water. Linnean Soc., Journ. Zool., **28**, pp. 379—417, London
Chmelík, F., 1967: Paleogén centrálních Karpat (in Regionální geologie ČSSR II-2; Engl. ed. 1968), pp. 287—386, Academia-Praha
Cushman, J. A., Todd, R. & Post, R. J., 1954: Recent Foraminifera of the Marshall Island. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper **260**—*H*, pp. 319—384, Washington
Cuvillier, J., 1961: Stratigraphic Correlations by Microfacies in Western Aquitaine. Int. Sed. Petr. Ser., 2, 34 p., 100 pls., Brill, Leiden
Douvillé, H., 1924: Un nouveau genre d'algues calcaires. C. R. Soc. Géol. Fr. **1923**, pp. 169—170, Paris
Elias, M. K., 1950: Paleozoic *Ptychocladia* and related Foraminifera. Journ. Paleont., **24**, 3, pp. 287—306, Tulsa
Elliott, G. F., 1955: Fossil calcareous algae from the Middle East. Micropal., **1**, pp. 125—131, N. Y.
Elliott, G. F., 1964: Tertiary Solenoporacean Algae and the reproductive Structures of the Solenoporaceae. Palaeontology, **7**, 4, pp. 695—702, London
Ellis, B. F. & Messina A., 1940: Catalogue of Foraminifera. Amer. Museum Nat. Hist. (suppl., post-1940), Washington
Fairbridge, R. W., 1950: Recent and Pleistocene coral reefs of Australia. Journ. Geol., **58**, 4, pp. 330—401, Chicago
Felix, J., 1903: Verkieselte Korallen als Geschiebe im Diluvium von Schlesien und Mähren. Centralblatt f. Min., pp. 561—577, Stuttgart
Folk, R. L., 1962: Spectral subdivision of Limestone types. Symposium, Classif. of Carbonate rocks, Mem. *1*, Am. Ass. Petrol. Geol., pp. 62—84, Tulsa
Forman, M. J. & Schlanger, S. O., 1957: Tertiary reef and associated limestone facies from Louisiana and Guam. Journ. Geol., **65**, 6, pp. 611—627, Chicago
Hagn, H., 1955: Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayerischen Alpen. Int. Sed. Petr. Ser., **1**, 29 p., 71 pls., Brill, Leiden
Hagn, H., 1968: *Haddonia heissigi* n. sp., ein bemerkenswerter Sandschaler (Foram.) aus dem Obereozän der Bayerischen Kalkalpen. Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. **8**, pp. 3—50, München
Hagn, H. & Wellnhofer, P., 1967: Ein erratisches Vorkommen von kalkalpinen Obereozän in Pfaffing bei Wasserburg. Geol. Bavarica, **57**, pp. 205—288, München

Hanzawa, S., 1957: Cenozoic Foraminifera of Micronesia. Geol. Soc. Am., Mem., **66**, 163 p., Washington

Hanzawa, S., 1961: Facies and Micro-organisms of the Paleozoic, Mesozoic and Cenzoic Sediments of Japan and her adjacent Islands. Int. Sed. Petr. Ser., **5**, 420 p., Brill, Leiden

Hanzlíková, E., 1959: Mikrobiostratigrafické vysvetlivky ke křídovým sedimentům vnitřního bradlového pásma a přilehlým paleogenním sedimentům na gen. mape Vysoké Tatry. Geofond, Praha

Henson, F. R. S., 1950: Cretaceous and Tertiary reef formations and associated sediments in Middle East. Amer. Assoc. Petr. Geol., Bull., **34**, pp. 215—238, Tulsa

Hickson, S. J., 1911: On *Polytrema* and some allied genera. A study of some sedentary Foraminifera based mainly on a collection made by Prof. Stanley Gardiner in the Indian Ocean. Linn. Soc. London, Trans. Zool., ser. 2. **14**, pp. 443—462, London

Hofker, J., 1927—1951: The Foraminifera of the Siboga Expedition. Pt. I. *Tinoporidae, Rotalidae, Nummulitidae, Amphisteginidae.* (1927). Siboga Expedition, 78 p., Leiden

Horwitz, L. & Rabowski, F., 1929: Przewodnik do wycieczki Pol. Tow. Geologicznego w Pieniny 18—21. V. 1929, Roczn. Pol. tow. Geol., **6**, pp. 109—155, Kraków

Hottinger, L., Lehmann, R. & Schaub, H., 1962: Données actuelles sur la biostratigraphie du nummulitique méditerranéen. Coll. sur le Paleog. pp. 611—652, Bordeaux

Karrer, F. & Sinzow, J., 1877: Über das Auftreten des Foraminiferen-Genus *Nubecularia* im sarmatischen Sande von Kischinew. Sitzb. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., **74**, Abth. 1, pp. 272—284, Wien

Köhler, E., 1961: Veľke foraminifery v rífových vápencoch Brezovského pohoria. Geol. sborn., **13**, 1, pp. 17—28, Bratislava

Kühn, O. & Andrusov, D., 1937: Weitere Korallen aus der Oberkreide der Westkarpathen. Vestn. Král. česk. spol. nauk, tř. II, **1936**, pp. 1—18, Praha

Ladd, H. S., 1950: Recent Reefs. Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., **34**, 2, pp. 203—214, Tulsa

Ladd, H. S., et al., 1950: Organic growth and sedimentation on an atoll. Jour. Geol., **58**, pp. 410—425, Chicago

Lemoine, P., 1934: Vápnité řasy u čel. *Corallinaceae* nasbírané v Západních Karpatech D. Andrusovem. Vestn. St. geol. ùst. ČSR, **9**, 5, pp. 269—289, Praha

Leško, B., 1960: Paleogén bradlového pásma na východnom Slovensku. Geol. sborn., **11**, 1, pp. 95—103, Bratislava

Lóczy, L. jun., 1915: Die geologischen Verhältnisse der Gegend zwischen Vág—Ujhely, Oszombat und Jablánc in den Nordwestkarpathen. Jahrber. Ung. geol. Reichsanst. **1914**, pp. 157—234, Budapest

Loeblich, A. R. Jr. & Tappan, H., 1964: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part. C: Protista **2**, (1—2), 900 p., Kansas

Maslov, V. P., 1956: Iskopaemie izvestkovie vodorosli SSSR. (In Russian) Akad. nauk SSSR, Trudy inst. geol. nauk, **160**, 297 p., Moskva

Matejka, A., 1961: O haligoveckém mezozoiku a paleogénu. Zprávy o geol. výzk. v r. **1959**, pp. 133—135, Praha

Matejka, A. & Hanzlíková, E., 1962: O paleogénu od obce Kňažia na Orave. Zprávy o geol. výzk. v r. **1961**, pp. 194—196, Praha

Mišík, M., 1966: Microfacies of the Mesozoic and Tertiary Limestones of the West Carpathians. 229 p., Vyd. Slov. Akad. vied, Bratislava

Mišík, M. & Zelman, J., 1959: O príslušnosti riasovo — koralových rifov Myavskej pahorkatiny (Brezovské pohorie) k paleogénu. Geol. sborn. **10**, 2, pp. 301—308, Bratislava

Moore, R. C., 1953: Treatise on Invertebrate Paleontology. Part G — Bryozoa, 253 p., Kansas

Moore, R. C., 1956: Treatise on Invertebrate Paleontology. Part F — Coelenterata, 498 p., Kansas

Narayana, Rao, S. R. & Varma, C. P., 1953: Fossil Algae from the Salt Range. II. *Solenomeris* (?) *Douvillei* sp. nov. from the Laki (Lower Eocene) Limestone. The Palaeobotanist, **2**, pp. 21—23, Delhi

Neumann, M., 1958: Révision des Orbitoidés du Crétacé et de l'Eocéne en Aquitaine Occidentale. Mém. Soc. Géol. Fr., N. S., **83**, 174 p., Paris

Pfender, J., 1926: Sur les organismes du Nummulitique de la collinede San Salvados pres Camarosa. Boletin de la Real Soc. esp. de Hist. natur., **26**, pp. 321—330, Madrid

Pfender, J. & Basse, E., 1947: *Elianella* nov. gen. *elegans* nov. sp. organisme constructeur de calcaires typiquement développé dans le Paléocene du SW Malgache. Bull. soc. géol. Fr., 5. sér., **17**, pp. 275—278, Paris

Pia, J., 1934: Kalkalgen aus dem Eozän der Felsen von Hríčovské Podhradie im Waagtale. Vestn. St. geol. úst., **10**, pp. 14—18, Praha

Pia, J., Narayana Rao, S. R. & Sripada Rao, K., 1937: Dasycladaceea aus Zwischenlagen des Dekkantrapps bei Rajahmundry in Süditalien. Sitzber. Ak. Wiss., Math.-natur. Kl., Abt. I, **146**, 5—6, pp. 227—236, Wien

Rama Rao, L. & Pia, J., 1936: Fossil Algae from the Uppermost Cretaceous Beds (the Ninyur Grap) of the Trichinopoly District, S. India. Palaeontologia Indica, N. S., **21**, Mem. 4, 49 p., Delhi

Rhumbler, L., 1904: Systematische Zusammenstellung der recenten Reticulosa. Archiv Protistenkunde, **3**, pp. 181—294

Roth, Z., 1967: Západní úsek flyšového pásma československých Karpat (in Regionální geologie ČSSR II-2; Engl. ed. 1968), pp. 109—204, Academia-Praha

Salaj, J., 1960: Predbežná zpráva o mikrobiostratigrafii gosauskej kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny. Geol. práce, Zprávy, **18**, pp. 119—130, Bratislava

Salaj, J., 1962: Mikrobiostratigrafia dánu gosauskej kriedy a centrálneho paleogénu Myjavskej pahorkatiny. Geol. práce, Zprávy, **24**, pp. 245—259, Bratislava

Samuel, O. & Salaj, J., 1961: Niekoľko poznámok k mikrobiostratigrafii „dánu" — paleocénu. Geol. sborn., **12**, 2, pp. 165—174, Bratislava

Samuel, O. & Salaj., J., 1963: Contribution to Paleogene of Myjavska Pahorkatina, vicinity of Považska Bystrica, Žilina and of eastern Slovakia. Geol. sborn., **14**, 1, pp. 149—163, Bratislava

Samuel, O., Salaj, J., Köhler, E. & Borza, K., 1967: Relation of the Cretaceous to the Paleogene in the Klippen Belt of the Váh Riverside (West Carpathians). Geol. sborn., **18**, 1, pp. 125—132, Bratislava

Schaleková, A., 1963: Die Algenfloren der kretazischen und paläogenen Kalksteine der Slowakei. Geol. sborn., **14**, 1, pp. 165—167, Bratislava

Schaleková, A., 1964: New Information on the Calcareous Algae in the Bioherm Limestones of the Paleocene-Lower Eocene in Western and Central Slovakia. Geol. sborn., **15**, 1, pp. 57—73, Bratislava

Schaleková, A., 1964: Über die stratigrafische Verbreitung von *Distichoplax biserialis* (Dietrich) Pia in den slowakischen Karpaten. Geol. sborn., **15**, 2, pp. 239—242, Bratislava

Scheibner, E., 1964: Biostratigrafický výskum mezozoika v. r. 1963. Zprávy o geol. výskume za r. 1963, pp. 81—82, Bratislava

Scheibner, E., 1967: Karpatské pásmo bradlové (in Regionální geologie ČSSR II-2; Engl. ed. 1968). pp. 7—108, Academia-Praha

Scheibner, E., 1968: Some notes to the Pieniny Lineament (in print). Acta geol. et geogr. Univ. Com., Geologica, **15**, Bratislava

Scheibner, E. & Scheibnerová, V., 1961: O výskyte dánu v bradlovom pásme Západných Karpát na Slovensku. Acta geol. et geogr. Univ. Com., Geologica, **5**, pp. 193 bis 200, Bratislava

Schubert, R., 1911: Die fossilen Foraminiferen des Bismarckarchipels und einiger angrenzender Inseln. Abh. geol. Reichsanst., **20**, 4, 130 p., Wien
Schultze, M. S., 1854: Ueber den Organismus der Polythalamien (Foraminiferen), nebst Bemerkungen über die Rhizopoden im Allgemeinen. 68 p., Leipzig
Stráník, Z. et al., 1967: Východní usek flyšového pásma československých Karpat (in Regionální geologie ČSSR II-2; Engl. ed. 1968), pp. 203—286, Academia-Praha
Tappan, H., 1943: Foraminifera from the Duck Creek Formation of Oklahoma and Texas. Jour. Paleont., **17**, pp. 476—517, Tulsa
Tollmann, A., 1966: Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. Geotekt. Forschungsheft., **21**, 156 p., Stuttgart
Trauth, F., 1911: Die oberkretazische Korallen-Fauna von Klogsdorf in Mähren. Zeitschr. Mähr. Landesmuseums, **11**, 104 p., Brünn
Trauth, F., 1918: Das Eozänvorkommen bei Radstadt im Pongau. Denkschr. kaiserl. Ak. Wiss., Math.-natur. Kl., **95**, 108 p., Wien
Uhlig, V., 1886: Über eine Mikrofauna aus den Alttertiär der westgalizischen Karpathen. Jb. geol. Reichsanst., **37**, pp. 141—214, Wien
Uhlig, V., 1889: Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen I. Die Sandsteinzone zwischen dem pieninischen Klippen-Zuge und dem Nordrande. Jb. geol. Reichsanst., **38**, (1888), pp. 83—264, Wien
Wilson, W. B., 1950: Reef Definition. Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., **34**, p. 181, Tulsa
Wallich, G. C., 1877: On *Rupertia stabilis*, a new Sessile Foraminifer from the North Atlantic. Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 4, **19**, 114, pp. 501—504, London

Plate 4

Fig. 1: Photomicrograph of the reef-breccia limestone from the reef-knoll on a southern slope of the Haligovka Klippe over the Paluby settlement. In right part of the picture *Epiphaxum* sp. with attached *Miniacina multiformis* n. sp. (from below and on left side). From one side *Nubecularia* sp. and *Placopsilina*. Fragments of algae also in voids filled up by clear sparry calcite. Thin section G 955 a/68 Munich. x 16

Fig. 2: Photomicrograph of the reef-wall limestone from the bioherms which today occurs as olistolites in flysch sequences; old quarry by the road near Lubina. A large cavity filled up from below by a graded bedded detritus, higher by a fine mud. The remaining part of the cavity filled up by clear sparry calcite. In the cavity left grows *Planorbulina uva* n. sp. — holotype and opposite to it *Miniacina multiformis* n. sp. Thin section G 963 a/68 Munich. x 13

Fig. 3: Photomicrograph of the reef-wall limestone as on Fig. 2. The limestone has a character of algal-coral biolithite. Besides *Archaeolithothamnium lugeoni* Pf., Poritidae, octocorallia (*Polytremacis* sp. — on the picture), often *Serpula* sp., Foraminifera (*Gypsina ogormani* [Douv.], *Miniacina multiformis* n. sp., *Nubecularia* etc.) building up the bioherm. Thin section V 1504 — Kguk[13]), Bratislava. x 18

Plate 5

Fig. 1: Photomicrograph of the fore-reef detrital limestone from surroundings of the reef-knoll on a southern slope of the Haligovka Klippe, over the Paluby settlement. Sandy foraminiferal-bryozoan-algal sparite — micrite. In centre *Discocyclina* ex gr. *seunesi* Douv.; several sections through Bryozoa. Thin section V 1823 — Kguk, Bratislava. x 18

Fig. 2: Photomicrograph of the off-reef shoal limestone with a transition to lagoonal limestone (Kňažia, fragment in talus-slope breccia). Sandy foraminiferal-algal-bryozoan sparite. Typical are branching forms of algae with encrusting Foraminifera. In voids detritus with discocyclinas (*Discocyclina* ex gr. *douvillei* [Schlumb.], *Discocyclina* sp.), frequent Miliolidae, *Nubecularia* out of the picture *Planorbulina*, Bryozoa etc. Thin section G 965 a/68 Munich. x 20

Fig. 3: Photomicrograph of the reef-shoal limestone from infillings in the upper part of the reef-knoll on a southern slope of the Haligovka Klippe over the Paluby settlement. Sandy-foraminiferal-algal sparite. Typical is a frequency of Rotaliacea (*Miscellanea* sp.) and Miliolidae; from among algae typical is *Distichoplax biserialis* (Dietrich). Thin section V 1821 — Kguk, Bratislava. x 18

Plate 6

Fig. 1: *Planorbulina uva* n. sp., paratype (deposited in the collection of the Department of Geology, Bratislava). Encrusting on *Archaeolithothamnium* (?) *proprium* Lem. Thin section (V 1578 — Kguk, Bratislava) from white-yellowish biolithite to sparite. Old quarry on western margin of Hričovské Podhradie. x 25

Fig. 2: *Planorbulina uva* n. sp. — holotype (Slg. Munich Prot. 2859). Attached on a coral growing in a hollow (comp. Pl. 4, fig. 2). Thin section (G 963 a/68 Munich) from the yellowish reef-wall limestones which today occur as olistolites in a flysch sequence; old quarry by the road near Ľubina. x 35

Fig. 3: *Planorbulina uva* n. sp. Paratype (deposited in the collection of the Department of Geology, Bratislava). Specimen torn off from the ground in sandy off-reef detrital limestone. Thin section (V 1093 — Kguk, Bratislava) from gray sandy biosparite; the reef-knoll on a southern slope of the Haligovka Klippe, over the Paluby settlement. x 35

Fig. 4: *Gypsina ogormani* (Douv.) attached on *Epiphaxum* sp. Thin section (V 1094 — Kguk, Bratislava) from the reef-breccia limestone, locality as on fig. 3. x 65

Fig. 5: *Haddonia* sp. Thin section (G 959 a/Munich) from the off-reef shoal limestone with a transition to lagoonal limestone. Around the reef-knoll; locality as on fig. 3. x 18

Fig. 6: *Placopsilina cenomana* d'Orb. Thin section (G 965 a/68 Munich) from the off-reef shoal limestone with a transition to lagoonal limestone; Kňažia, fragment in talus-slope breccia. x 30

Fig. 7: *Miniacina multiformis* n. sp. Paratype (Slg. Munich Prot. 2864). Thin encrusting type on *Stylosmilia* sp. The upper perforated lamina well visible. Thin section (G 958 a/68 Munich) from gray coral limestone; locality as on fig. 3. x 16

Plate 7

Miniacina multiformis n. sp.

Fig. 1: Holotype (Slg. Munich Prot. 2860). Encrusting form. Among layers *Nubecularia* sp. Thin section (G 954 a/68 Munich) from gray biohermal limestone. Reef-knoll on a southern slope of the Haligovka Klippe, reef-wall limestone. x 18

Fig. 2: Paratype (Slg. Munich Prot. 2861). Thin encrusting type on *Stylosmilia* sp. Upper perforated lamina connected with a vertical pillar. Visible also a large opening. Thin section (G 957 a/68 Munich) from gray coral limestone; same socality as above. x 105

Fig. 3: Detail from the holotype showing a perforation of some upper lamina in encrusting form and an opening in the wall among two „chambers". Further data as on fig. 1. x 65

Fig. 4: Paratype (Slg. Munich Prot. 2862). Small hollow pillars. Thin section (G 960 a/68 Munich) from the gray biohermal limestone. Locality as on fig. 1; reef-breccia limestone. x 105

Fig. 5: Paratype (deposited in the Collection of the Department of Geology, Bratislava). Vertical section through encrusting type formed of large „chambers". Visible also some openings; lumens oblong, pear-like, polygonal. Thin section (V 1099 — Kguk, Bratislava) from the reef-breccia limestone; further data as on fig. 1. x 18

Fig. 6: Paratype (Slg. Munich Prot. 2863). Vertical section of a branching form. Thin section (G 966 a/68 Munich) from the reef-breccia limestone, old quarry on a western margin of Hričovské Podhradie, reef-wall limestone. x 35

Fig. 7: Paratype (Slg. Munich Prot. 2864). Nearly horizontal section through a branching type showing chambers and pillars. Further data as on fig. 4. x 65

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 8 | 99—116 | München, 15. 12. 1968

Erymnaria rauschi n. sp. (Brach.) aus der Gosau des Untersberg-Vorlandes (Land Salzburg, Österreich)

Von Herbert Hagn, Dietrich Herm und Christoph Klören[1])

Mit Tafeln 8—11 und 5 Abbildungen im Text

Zusammenfassung

Erymnaria rauschi n. sp., ein Brachiopode aus der Überfamilie Rhynchonellacea, kommt im höheren Teil der Mittleren Gosau (Ober-Santon) des Untersberg-Vorlandes (Land Salzburg, Österreich) in großer Häufigkeit vor.

Die neue Art stammt aus dem Reindl-Bruch, in dem Gosau transgressiv auf obertriadischem Dachsteinkalk liegt. Die oberkretazischen Ablagerungen sind verschieden gefärbte Mergelkalke, welche zumindest teilweise umgelagerten Bauxit enthalten. Es handelt sich um Seichtwasserablagerungen. Infolge einer starken Wasserbewegung treten benthonische Faunenelemente (Brachiopoden und Mollusken) zusammen mit pelagischen Foraminiferen (vor allem Globotruncanen) auf. Resedimentationserscheinungen sind ziemlich häufig. Es konnte gezeigt werden, daß der Bereich des Reindl-Bruchs ehemals einer Hochzone angehörte, welche im Gegensatz zu den tiefergelegenen Nachbargebieten erst später überflutet wurde. Es kann daher auf ein ausgeprägtes Relief geschlossen werden, welches vom Meer der Mittleren Gosau zu verschiedenen Zeiten überwältigt wurde.

Erymnaria rauschi n. sp. ist nahe verwandt mit *E. polymorpha* (Massalongo) aus den Spilecco-Schichten Norditaliens. Ihre Nachkommen reichen ebenfalls bis in das mittlere Alttertiär. Es muß späteren Untersuchungen vorbehalten bleiben, die Abgrenzung beider Arten zu präzisieren. Photographische Aufnahmen mit dem Stereoscan-Elektronenmikroskop haben ergeben, daß die schräggestellten Kalzitprismen, welche die Schale von *E. rauschi* n. sp. aufbauen, eng miteinander verzahnt sind. Dadurch wurde ein hoher Grad der Festigkeit der Schale erreicht.

Summary

Erymnaria rauschi n. sp., a rhynchonelloid Brachiopod, occurs abundantly in the upper part of the Middle Gosau (Upper Santonian) in the foreland of the Untersberg mountain (Salzburg county, Austria).

[1]) Prof. Dr. H. Hagn, Dr. D. Herm, Dipl.-Geol. Chr. Klören, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, 8 München 2, Richard-Wagner-Str. 10/II.

The type locality of the new species is the Reindl quarry in which the Upper Cretaceous deposits lie transgressively on the Dachsteinkalk (Upper Triassic). The marly limestones are variegated and contain, at least partly, reworked bauxite. In the shallow sea the turbidity of the water caused a neighbourhood of shells of benthonic organisms (Brachiopods and Pelecypods) and pelagic Foraminifera (mainly Globotruncanas). It is obvious that resedimentation was very common. It could be shown that the former area of the Reindl quarry belonged to an upland-structure which was overwhelmed by the sea not before the upper part of the Middle Gosau. In the lower surroundings, however, limestones rich of Hippurites, Nerineas and corals were deposited before the islands builded up by the Dachsteinkalk were submerged. The detritical Untersberg marble is one of the best examples of the members of the lower part of the Middle Gosau.

Erymnaria rauschi n. sp. is nearly allied with *E. polymorpha* (Massalongo) from the Spilecciano of Northern Italy. There are descendants of the new species also in the Lower Tertiary of the localities Nago near Torbole (Lake Garda) and Spilecco near Monte Bolca (Vicentino), both Northern Italy. It is hoped to get more informations on the separation of these two species in the course of further investigations. Photomicrographs taken by means of the Stereoscan electronmicroscope reveal that the calcitic prisms of the test which are obliquely arranged to the surface are closely appressed together. The sutures are frequently crenulated so that a high degree of reinforcement of the calcitic shell is realized.

Inhalt

1. Vorwort 100
2. Zur Geologie der Fundschicht von *Erymnaria rauschi* n. sp. 102
3. Beschreibung von *Erymnaria rauschi* n. sp. 108
4. Literaturverzeichnis 114

1. Vorwort

Am 1. 3. 1965 besuchte einer von uns (H. Hagn) zusammen mit Dr. P. Wellnhofer Herrn Konrad Rausch in Bad Reichenhall, einen verdienten Privatsammler, der zusammen mit seiner Gattin jahrzehntelang seine engere Heimat nach Fossilien durchforschte. Bei der Besichtigung seiner Sammlung fiel neben vielen anderen interessanten Stücken vor allem ein rötliches Gestein auf, das zahlreiche weißschalige Brachiopoden enthielt. Als Lokalität war der Reindlbruch im Untersberg-Vorland angegeben. Auf den ersten Blick konnte man an Nierentaler Schichten denken, während die Fossilien, die noch nicht freipräpariert waren, an Terebrateln erinnerten.

Noch im selben Jahr wurde die Sammlung Rausch von der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München erworben. Sie wird unter der Inventar-Nr. 1965 VII geführt. Wenn auch die derzeitigen räumlichen Verhältnisse eine geschlossene Ausstellung dieser einzigartigen Dokumentation urzeitlichen Lebens im Becken von Bad Reichenhall nicht zulassen, wur-

de doch damit begonnen, die Funde nach und nach einer wissenschaftlichen Bearbeitung zuzuführen.

Zunächst wurden zwei riesenwüchsige Schnecken aus dem jüngeren Eozän des Nierental-Grabens bei Hallthurm von HAGN & WELLNHOFER (1967, S. 258) bearbeitet. Im Anschluß daran erfolgte die Untersuchung des oben genannten Gesteins aus dem Reindlbruch. Es wurden zunächst zwei Dünnschliffe hergestellt (G 255—256 a/66), um das Alter der Fundschicht der Brachiopoden zu überprüfen. Dabei zeigte sich, daß die Schalen der Armfüßler keine Tubuli aufweisen, wie sie für Ancylopegmata (Terebratulacea) charakteristisch sind. Es konnten nur schräggestellte Kalzit-Prismen festgestellt werden. (vgl. hierzu S. 112). Deshalb wurde die Suche bei den Rhynchonellacea fortgesetzt, bis schließlich die vorliegende Brachiopoden-Population mit der Gattung *Erymnaria* COOPER, 1959, in Verbindung gebracht werden konnte. Das bedeutet, daß die Brachiopoden aus der Gosau des Untersberg-Vorlandes mit der Art *„Rhynchonella" polymorpha* (MASSALONGO) nahe verwandt sind, welche in den alttertiären Spilecco-Schichten des Vicentins nicht selten auftritt (vgl. hierzu S. 113).

Da die Gattung *Erymnaria* im „Treatise of Invertebrate Paleontology", (AGER 1965 a, S. 625) ausschließlich aus dem Eozän des Mediterrangebietes und von Kuba angegeben wurde, schien eine weitere Bearbeitung der Gosau-Fossilien geboten. Dies umso mehr, als sich auch Anhaltspunkte dafür ergaben, daß die Brachiopoden-führenden Ablagerungen des Reindlbruchs nicht mit den Nierentaler Schichten vereinigt werden dürfen, da sie ein höheres Alter besitzen.

Um ein möglichst umfangreiches Material zu gewinnen, wurde der Reindlbruch am 5. 9. 1966 von H. HAGN und D. HERM aufgesucht und dort unter der Assistenz von Dr. h. c. O. HÖLZL und Dr. P. WELLNHOFER zahlreiche Individuen der Gattung *Erymnaria* aufgesammelt. Desgleichen wurden mehrere Gesteinsproben für spätere Dünnschliffuntersuchungen entnommen und Beobachtungen über die Lagerungsverhältnisse angestellt. Einer von uns (D. HERM) stattete dem Bruch am 6. 5. 1967 bzw. am 31. 7. 1968 noch zwei weitere Besuche ab, um das bislang gewonnene Bild nach allen Seiten hin abzurunden.

Bei der Ausarbeitung der Ergebnisse bildeten sich gewisse Schwerpunkte heraus. Während H. HAGN die Untersuchung der Mikrofazies übernahm und den Text der vorliegenden Arbeit weitgehend besorgte, steuerte D. HERM zahlreiche Beobachtungen zur Geologie der Fundschicht der neuen Art bei. CHR. KLÖREN widmete sich vorwiegend taxonomischen Fragen und unterzog sich auch der Mühe der technischen Arbeiten an *Erymnaria rauschi* n. sp.. Die Abbildungen 1—3 stammen aus der Feder von D. HERM, die Vorlagen zu den Abbildungen 4—5 fertigte CHR. KLÖREN an. Die Dünnschliffaufnahmen für die Tafel 8 wurden von H. HAGN und D. HERM unter Beihilfe von Herrn Dr. W. OHMERT, München, hergestellt. Für die Tafel 9 zeichnet CHR. KLÖREN verantwortlich.

Es ist uns allen eine angenehme Pflicht, Herrn Prof. Dr. R. DEHM, dem Vorstand des Instituts für Paläontologie und historische Geologie der Universität München, unseren ergebensten Dank abzustatten. Ihm ist nicht nur der Erwerb

der Sammlung K. Rausch zu verdanken, sondern er ermunterte uns auch, die vorliegende Studie durchzuführen.

Besonderen Dank schulden wir Herrn Dipl.-Geol. Chr. Hemleben, Tübingen, für seine Bereitwilligkeit, die Feinstruktur der Schale von *Erymnaria rauschi* n. sp. mit Hilfe eines Stereoscan-Elektronen-Mikroskops sichtbar zu machen. Die Tafeln 10—11 hätten ohne ihn nicht gestaltet werden können.

Das ganze Belegmaterial wird in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10/II, aufbewahrt. Die Dünnschliffe tragen die Nummern G 1003—1029 a/68, die einzige Schlämmprobe läuft unter der Nummer 3186. Die Brachiopoden wurden unter der Bezeichnung 1966 I 366 inventarisiert.

2. Zur Geologie der Fundschicht von *Erymnaria rauschi* n. sp.

Der im Volksmund „Reindlbruch" genannte alte verwachsene Steinbruch am Bruchhäusl liegt östlich des Höllbühels, E Groß-Gmain, im Lande Salzburg. Seine genaue Position ist: r: $^{45}70280$; h: $^{52}87640$ der Topographischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt 8243/44 Bad Reichenhall (Abb. 1).

In ihm sind obertriadische und oberkretazische Ablagerungen aufgeschlossen. Erstere sind in der Fazies des Dachsteinkalks ausgebildet, letztere werden zur

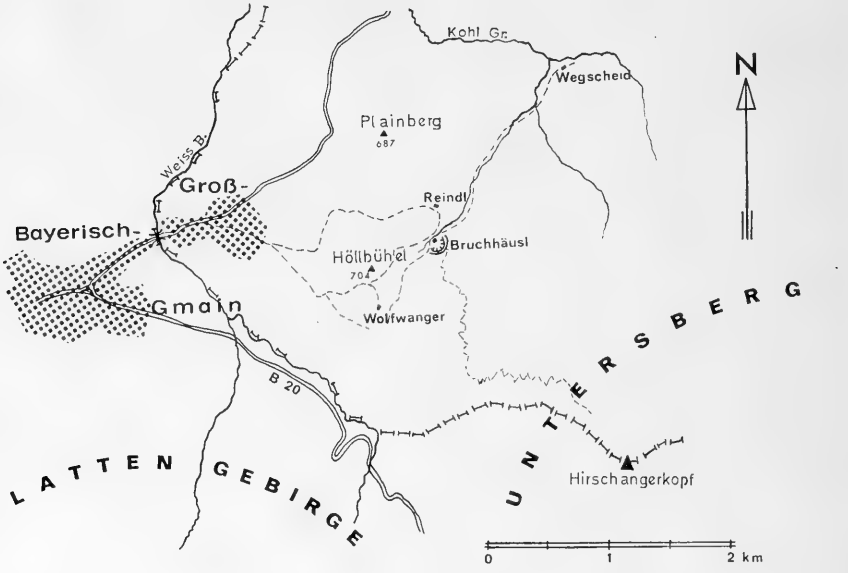


Abb. 1: Lageskizze des Fundpunktes „Reindlbruch" am Bruchhäusl, E Groß-Gmain, Untersberg-Vorland. Ausschnitt aus der Topographischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt 8243/44 Bad Reichenhall.

Gosau gerechnet. Die Schichten der zuletzt genannten Einheit liegen transgressiv auf ihrer ältermesozoischen Unterlage.

Zum besseren Verständnis der allgemeinen geologischen Situation seien vorab noch einige Bemerkungen gemacht. Der Dachsteinkalk ummantelt den NW-Sporn des Untersbergs und fällt meist hangparallel mit ca. 35° nach N und NW ein. In der Furche von Hallthurm taucht er schließlich nach W ab.

Das NW-Ende des Untersbergs wurde von der posteozänen Hebung am meisten betroffen (Schlager 1930, S. 253; v. Hillebrandt 1957 Ms., S. 107). Als Folge davon grenzen staffelbruchartige Schollen von Dachsteinkalk mit transgressiver Gosau tektonisch an das Eozän des Reichenhaller Beckens.

Die transgredierende Mittlere Gosau ist am NW-Fuß des Untersbergs geringmächtig entwickelt und weist eine rasch wechselnde Fazies auf (v. Hillebrandt 1957 Ms., S. 29; Herm 1962 a, S. 328). Das Gosaumeer überflutete ein unruhiges Relief, das durch Inseln mit verkarsteten Karrenfeldern und dazwischen liegenden Rinnen geschaffen wurde. Hippuriten-„Riffe", so z. B. bei Wolfsschwang (= Wolfwanger), Nerineen-Bänke sowie Korallenrasen (am Gaistischl) bildeten zusammen mit ihren Aufarbeitungsprodukten die typischen Seichtwasserablagerungen der Mittleren Gosau. Diese fanden nach Osten zu eine Fortsetzung im Untersberger Marmor, der durch größere Mächtigkeiten ausgezeichnet ist (v. Hillebrandt 1957 Ms., S. 29 usf.; Herm 1962 a, S. 328). Durch Schuttansammlungen in rinnenartigen Einsenkungen, welche auch große Blöcke enthalten, ist angezeigt, daß sich in unmittelbarer Nachbarschaft mit Sedimentationsräumen gesteinsspendende Abtragungsgebiete befanden.

Kommen wir nun zu den Aufschlüssen im Reindlbruch zurück. Der Dachsteinkalk besitzt eine weißliche bis hellgraue Färbung. In den jüngsten Lagen beobachtet man eine lachsfarbene bis rötliche Ausbildung, die gelegentlich als „Reiteralmkalk" bezeichnet wird. Auffallende anorganische Bildungen sind kalzitische Hohlraumausfüllungen (sog. „Groß-Oolithe"). An Fossilien wurden vereinzelt Reste von *Megalodus* gefunden. Der Dachsteinkalk ist grobgebankt; den einzelnen Bänken eignet eine Mächtigkeit von 40 bis 150 cm. Er streicht 150° bis 175° und fällt mit 35° nach W ein.

Im Dünnschliff erweist sich der Dachsteinkalk als außerordentlich verschieden struiert. Weit verbreitet ist eine dichte, pelitische Ausbildung. Nicht selten können unregelmäßige, mit Kalzit erfüllte Hohlräume festgestellt werden, welche auf Schrumpfungserscheinungen („shrinkage") zurückzuführen sind. Wieder andere Gesteinspartien zeigen einen Aufbau aus Pseudooiden, die manchmal von onkoidischen Gebilden begleitet werden. In dieser Fazies ist die Grundmasse meist klar, kalzitisch. Resedimentationserscheinungen sind ziemlich häufig. Pelitische und pseudooidische „Komponenten" treten daher oft in unmittelbarer Nachbarschaft auf. Dadurch wirkt das Schliffbild ausgesprochen unruhig. Die bereits erwähnten „Groß-Oolithe" lassen eine Anlagerung von Kalzit von außen nach innen erkennen; sie sind lagenweise durch Pelit und färbende bauxitische Substanzen verunreinigt.

In der feinkörnigen Grundmasse trifft man vorwiegend dünnschalige Organismen an. Die Foraminiferen sind durch die Familie Lagenidae vertreten; u. a. wurde die Gattung *Frondicularia* beobachtet. Hin und wieder stellen sich auch Ostracoden ein. Da ihre Schalen teilweise mit Pelit, teilweise mit Kalzit erfüllt sind, könnten sie zur Ermittlung der

Lagerungsverhältnisse herangezogen werden („fossile Wasserwaage"). In der pseudooidischen Ausbildung sind Milioliden das vorherrschende Faunenelement; die Gattung *Quinqueloculina* wurde wiederholt nachgewiesen. Seltener sind die Genera *Tetrataxis* und *Aulotortus*. Nicht wenige Foraminiferen konnten infolge ihrer schlechten Erhaltung nicht einmal generisch bestimmt werden. An Metazoen fanden sich umkristallisierte Schalenreste von Lamellibranchiaten und Kleingastropoden. Auch Schnitte durch Seeigel-Stacheln fehlen nicht.

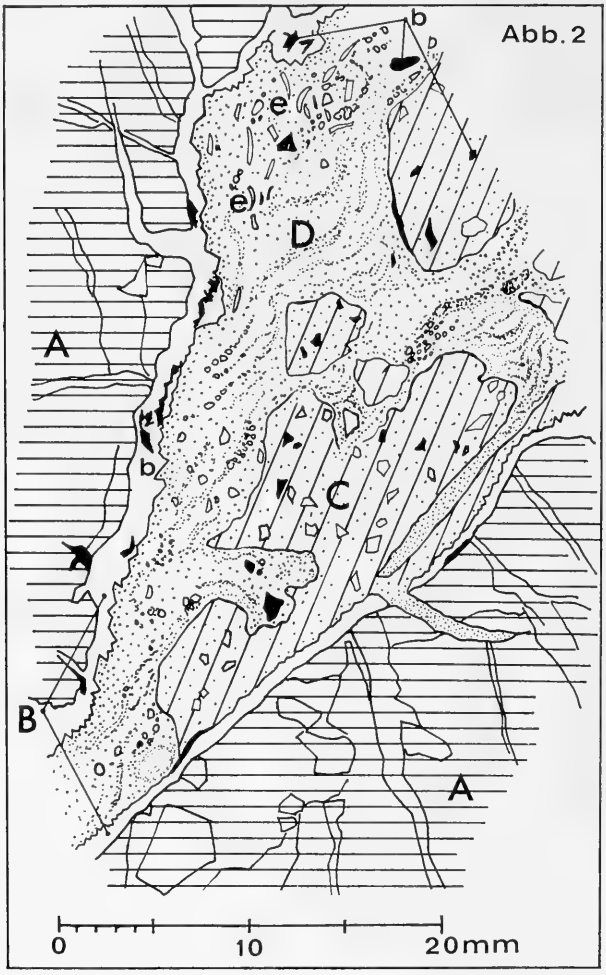


Abb. 2: Karstspalte im Dachsteinkalk mit Kalzitrasen und Gosaufüllung. A = Dachsteinkalk; B = Kalzitkristalle, welche die Wandung des Hohlraums überziehen; C = stark bauxitisches, pelitisches Sediment mit zerbrochenen klaren Kalzitkristallen und dichten Bauxitbröckchen (b); D = eingeschwemmtes Gosausediment mit aufgearbeiteten Brocken aus C, reichlich Schalenschutt (e = Reste von *Erymnaria*) und Bauxitbröckchen (b). Schliff G 1022 a/68.

Aus all den gemachten Beobachtungen geht eindeutig hervor, daß der Dachsteinkalk in geringer Tiefe abgelagert wurde. Für diese Ansicht sprechen allein schon die zahlreichen Milioliden. Mit A. G. FISCHER (1964, S. 132, Fig. 21, D) kann daher auf eine Entstehung des Dachsteinkalks im „subtidal"-Bereich geschlossen werden.

Die Oberfläche des Dachsteinkalks war offensichtlich stark verkarstet. Die Karsthohlräume verliefen häufig parallel den Schichtflächen und waren meist stark verzweigt. Einige von ihnen waren nur Bruchteile von Millimetern breit, andere klafften bis zu 1,5 m. Sie sind mit einem typischen Kalksinter ausgekleidet, wobei die Kalzitkristalle senkrecht zur Oberfläche der Wandung stehen (Abb. 3). Im Hinblick auf die Form der Kristall-Individuen könnte man von

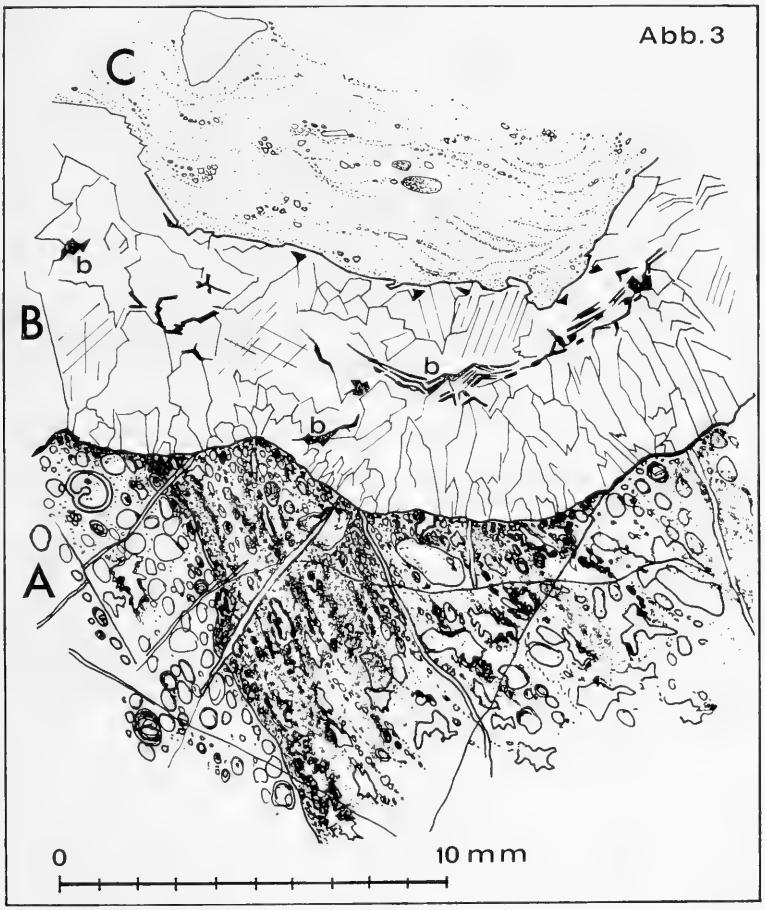


Abb. 3: Karsthohlraum im Dachsteinkalk, mit Kalzit austapeziert und mit Gosau gefüllt. A = Dachsteinkalk; B = palisadenförmiger Kalzitbesatz, Kristallzwickel mit Bauxit (b) erfüllt; C = pelitisches Gosausediment mit eingeschwemmten gröberen Partikelchen. Schliff G 1020 a/68.

einem Palisaden-Kalzit sprechen. In der Regel liegen mehrere Kalkrasen übereinander; man hat es also mit verschiedenen Kalzit-Generationen zu tun. Stellenweise wurde Bauxit eingeschwemmt, der in die feinsten Spalten eindrang. Daher erscheint der Karst-Kalzit meist rötlich gefärbt.

Im Verlauf der Gosau-Transgression wurden die Rupturen und Hohlräume des Dachsteinkalks mit oberkretazischen Sedimenten ausgefüllt. Sämtliche Vertiefungen wie Haarrisse, Klüfte, Taschen, Auskolkungen u. dgl. heben sich durch die meist bunt gefärbten Transgressionsbildungen gut von ihrer triadischen Umgebung ab.

Die ältesten Gosausedimente im Bereich des Reindlbruchs sind reich an umgelagertem Bauxit. Sie fallen daher durch ihre intensiv rote Färbung auf. Die Anwesenheit einiger weniger Foraminiferen spricht für eine marine Ablagerung. Nicht selten wurde dieser verschwemmte Bauxit erneut aufgearbeitet, so daß er als Brocken in den jüngeren Mergelkalken schwimmt (Abb. 2). Aus einer ähnlichen basalen Schicht stammt die Schlämmprobe 3186, die fast ausschließlich Seeigelstacheln geliefert hat. Dazu fanden sich sehr selten Foraminiferen, die infolge schlechter Erhaltung nicht bestimmbar sind, nicht näher ansprechbare Schalenreste sowie einige wenige Ostracoden, darunter die Gattung *Bairdia*.

Darüber folgen im Profil Mergelkalke, deren Farbskala von grau über beige, gelb und olivbräunlich bis zu stumpfziegelroten Varietäten reicht. Die roten Farbtöne werden wiederum durch feinst verteilten Bauxit hervorgerufen. Manchmal ist das Gestein auch deutlich geflammt. Diese Ablagerungen bergen das Massenvorkommen von *Erymnaria rauschi* n. sp.

Unter dem Mikroskop lassen sich zwei Faziestypen unterscheiden. Neben einer dichten, pelitischen Ausbildung kommen gröbere Schillagen vor, die häufig als Ausfüllung von Hohlformen im Dachsteinkalk auftreten. Infolge einer starken Resedimentation enthält oft ein und derselbe Dünnschliff beide Gesteinsvarietäten in enger Nachbarschaft.

Eingebettet in die Grundmasse beobachtet man fast immer klare Karbonatkörner sowie Komponenten, welche nicht selten noch mehr oder weniger deutliche Kristallformen erkennen lassen. Ein Färbetest mit Alizarin-S brachte die Gewißheit, daß Kalzit und nicht Dolomit vorliegt. Zunächst drängt sich naturgemäß die Vorstellung auf, es handle sich hierbei um frühdiagenetische Neubildungen. Diese Deutung muß allerdings aufgegeben werden, da innerhalb der beobachteten Feinschichtung eine Korngrößensortierung festgestellt wurde. Es kann sich daher nur um klastische Gemengteile handeln. Sie stellen das Zerreibsel des Palisaden-Kalzits dar, der ehemals die Karsthohlräume des Dachsteinkalks ausgekleidet hat. Die Korngrößen schwanken innerhalb weiter Grenzen; vom feinsten Schutt bis zu ansehnlichen Stücken sind alle Übergänge vorhanden.

Die besonders ins Auge fallenden gröberen Gesteinspartien enthalten vorwiegend Schutt von Brachiopoden, genauerhin von *Erymnaria rauschi* n. sp. (Taf. 8, Bild 2). Die Schalen wurden offensichtlich postmortal zusammengeschwemmt. Nicht wenige Hartteile werden von sekundär gesproßtem Kalzit bedeckt (Taf. 8, Bild 1). Die Lamellibranchiaten sind durch Reste der Gattungen *Inoceramus, Hippurites* und *Radiolites* vertreten. Bruchstücke von Echinodermenskeletten ergänzen das faunistische Bild. An Foraminiferen wurden Sandschaler, große Robuli bzw. Lenticulinen sowie Globotruncanen beobachtet. Neben *G. linneiana* (D'ORB.) läßt sich *G. coronata* BOLLI nachweisen. An anorganischen Bestandteilen wurden neben Bauxitfetzen Bröckchen von Dachsteinkalk ermittelt. Auch Reste des rötlich gefärbten Kluftkalzits stellten sich wiederholt ein.

Zwischen typischen Aufarbeitungslagen und der feinkörnigen Ausbildung können alle Übergänge beobachtet werden. In diesem Übergangsbereich tritt sehr häufig eine unregelmäßige Feinschichtung auf, welche durch die wechselnde Größe des oben erwähnten Karbonatschutts angezeigt wird. Die einzelnen Lagen passen sich in der Regel dem Umriß der ausgefüllten Hohlformen des Untergrunds an; in manchen Fällen mögen die wellig gebogenen Schichten auch durch nachträgliche Setzungserscheinungen entstanden sein. Gelegentlich ist auch ein schlieriges Gefüge wahrzunehmen; es liegt nahe, für seine Entstehung turbulente Wasserbewegungen verantwortlich zu machen.

Bezeichnend für diese Fazies ist eine Anreicherung von pelagischen Foraminiferen, vor allem von Globotruncanen. Neben den im Querschnitt kofferförmigen Gehäusen der *G. linneiana*-Gruppe mit ihrem breiten Kielband tritt u. a. *G. concavata carinata* Dalbiez aus (Taf. 8, Bild 3). Als weitere Faunenelemente wurden Sandschaler sowie die Gattungen *Hedbergella, Heterohelix* und *Gublerina* festgestellt. Daneben wurde vereinzelt Schalenschutt von *Erymnaria* und *Inoceramus* beobachtet.

Die ausgesprochen feinkörnigen Sedimente führen neben seltenen Globotruncanen vor allem Mikrofossilien incertae sedis, nämlich ringförmige bis ovale Gebilde, die mit den Gattungen *Stomiosphaera* und *Pithonella* verglichen werden können. Reste von *Erymnaria* fehlen auch hier nicht, doch treten sie nur mehr sehr untergeordnet auf.

Zieht man die Sedimentation im gesamten Untersberg-Vorland in Betracht, dann sind die Erymnarien-führenden Kalkmergel des Reindlbruchs in den höheren Teil der Mittleren Gosau zu stellen. Sie sind somit jünger als die schon eingangs erwähnten Seichtwasserablagerungen mit Korallen, Rudisten und Nerineen (Herm 1962 a, S. 325; 1962 b, S. 13; v. Hillebrandt 1957 Ms., S. 31). Auch der Untersberger Marmor ist als ältere Bildung aufzufassen. In benachbarten Profilen setzt sich die Schichtfolge nach oben in knollige Kalkmergel und schließlich in graue weiche Mergel fort, die nach Aussage ihrer Mikrofauna bereits dem tiefsten Untercampan angehören (Herm 1962 b, S. 13 usf., S. 38; v. Hillebrandt 1957 Ms., S. 36).

Daraus kann füglich auf ein O b e r s a n t o n - Alter der in Rede stehenden Sedimente geschlossen werden. Es mag sein, daß frühere Autoren in Anbetracht der Rotfärbung der Ablagerungen an Lias gedacht haben. Für ein obersantones Alter spricht in jedem Fall das Auftreten von *Globotruncana concavata carinata* Dalbiez (Taf. 8, Bild 3), einer Unterart, welche auf der Ventralseite einen zusätzlichen Kiel aufweist (Dalbiez 1955, S. 168—169, Tab. 2 auf S. 167). Auch das reichliche Auftreten von *G. linneiana* (d'Orb.) mit breitem Kielband widerspricht dieser Einstufung nicht.

In ö k o l o g i s c h e r Hinsicht ist hervorzuheben, daß die vorliegenden Kalkmergel den Charakter von Seichtwasserablagerungen tragen. Zwar scheint das reichliche Auftreten von pelagischen Foraminiferen dieser Vorstellung zu widersprechen, doch weisen auf der anderen Seite die Anhäufungen von Schalenschutt auf eine küstennahe Sedimentation hin. Der Schlüssel zum Verständnis für die enge Nachbarschaft von Schillagen und pelitischen Sedimenten ist in einer starken Wasserbewegung zu suchen, die in der Nähe einer inselartigen Aufragung von Dachsteinkalk voll zur Wirkung kam. Diese Insel wurde im Verlauf der Eintiefung des Meeres der Mittleren Gosau wenigstens teilweise überflutet, so daß in die Hohlräume des Dachsteinkalks Gosausedimente eindringen konnten. Da der Bio-

top von *Erymnaria rauschi* n. sp. vom offenen Meer umgeben war, kann der Reichtum an pelagischen Foraminiferen in den kalkig-mergeligen Ablagerungen der Mittleren Gosau nicht überraschen.

Aus alledem erhellt, daß der Bereich des Reindlbruchs ehemals einer Hochzone angehörte, die gegenüber den tiefergelegenen Nachbargebieten erst im höheren Teil der Mittleren Gosau vom Meer bedeckt wurde. Daher fehlen an dieser Lokalität die organogenen Schuttkalke des tieferen Teils der Mittleren Gosau. Obersantone Ablagerungen liegen demnach transgressiv auf Dachsteinkalk.

Vom morphologischen Typ her kann *Erymnaria* mit den Formen der mesozoischen „Peri-Riff"-Biotope (AGER 1965 b, S. 151, Fig. 3) verglichen werden. Die zerklüfteten und der Wasserbewegung ausgesetzten Klippen aus Dachsteinkalk erfüllten in bezug auf den beherrschenden Faktor Wasserbewegung die gleiche Rolle wie ein lebendes Riff.

3. Beschreibung von *Erymnaria rauschi* n. sp.

Ordnung: Rhynchonellida KUHN, 1949
Überfamilie: Rhynchonellacea GRAY, 1848
Familie: Erymnariidae COOPER, 1959
Gattung: *Erymnaria* COOPER, 1959
Art: *Erymnaria rauschi* n. sp.

(Taf. 9, Fig. 1 a—f, 2 a—c, 3 a—c; Taf. 10, Bild 1—2; Taf. 11, Bild 1—2; Abb. 5)

? 1870 *Rhynchonella polymorpha* (MASSALONGO). — DAVIDSON, S. 23, Taf. 20, Fig. 14—17.

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn KONRAD RAUSCH, Bad Reichenhall.

Holotypus: Slg. München Brach. 501 (Taf. 9, Fig. 1 a—f).

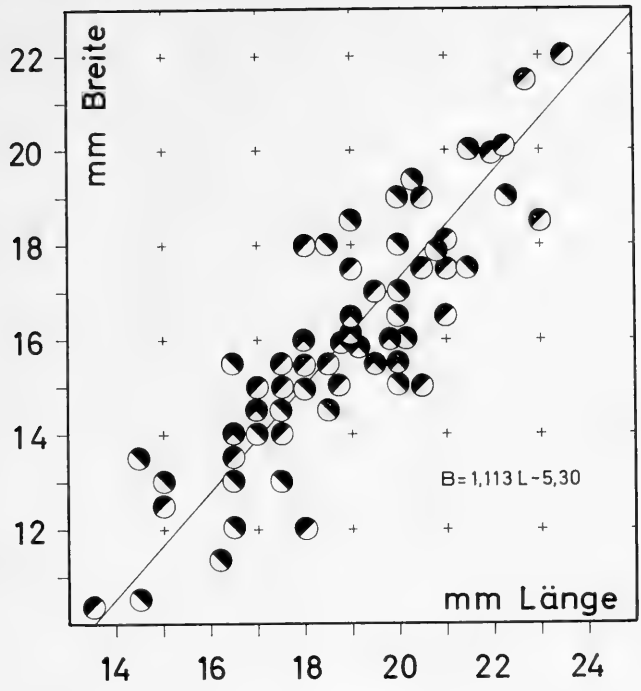
Paratypus: Slg. München Brach. 502—503 (Taf. 9, Fig. 2 a—c, Fig. 3 a bis c; Abb. 5).

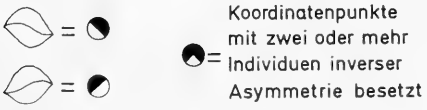
Locus typicus: Reindlbruch im Untersberg-Vorland, E Groß-Gmain, Land Salzburg.

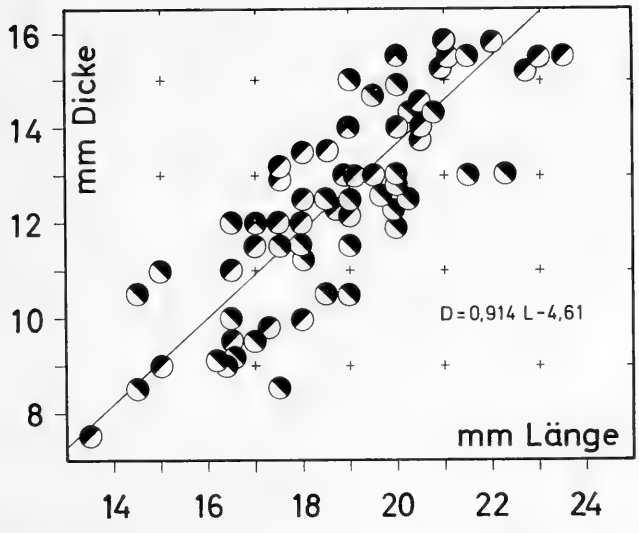
Stratum typicum: Obersanton, höherer Teil der Mittleren Gosau.

Material: 70 Exemplare, überwiegend in Steinkernerhaltung. Inventar-Nr. 1966 I 366. Die zu Präparationszwecken zerstörten Individuen sind durch Fotos, Abgüsse und Lackfilme (peels) belegt. Dazu kommen noch zahlreiche weitere Schalen, welche aber infolge Verdrückung biometrisch nicht erfaßt werden konnten.

Abb. 4: *Erymnaria rauschi* n. sp. Graphische Wiedergabe der Meßwerte von Länge, Breite und Dicke; der Bildungsmodus der Asymmetrie der Frontalkommissuren ist durch Signatur aufgeschlüsselt.


mm Breite
mm Länge
B = 1,113 L - 5,30
22
20
18
16
14
12
14
16
18
20
22
24


=
=
=
Koordinatenpunkte
mit zwei oder mehr
Individuen inverser
Asymmetrie besetzt


mm Dicke
mm Länge
D = 0,914 L - 4,61
16
14
12
10
8
14
16
18
20
22
24

Diagnose: Eine neue Art der Gattung *Erymnaria* mit folgenden Besonderheiten: Größenwachstum der Schale überdurchschnittlich, mit alternativ angelegter und zu gleichen Teilen auf die Individuen der Art verteilter Asymmetrie.

Beschreibung: Als Holotypus wurde ein Exemplar gewählt, das sich an die Geraden des relativen Wachstums (s. quantitative Beschreibung) anlegt und das im Hinblick auf seine Größe als adultes Individuum angesprochen werden kann. Die beiden Klappen sind zu etwa 70 Prozent erhalten. Die Schnabelregion läßt, wie bei fast allen Schalen, Details nicht erkennen. Die Frontalkommissur zeigt einen von links unten nach rechts oben gewundenen Verlauf. Der Holotypus von *Erymnaria rauschi* n. sp. weist folgende Maße auf:

Länge:	Breite:	Dicke:
21,9 mm	19,5 mm	16,2 mm

Quantitative äußere Merkmale: Eine Zusammenstellung der gemessenen bzw. errechneten Daten der einzelnen Individuen liefert Abb. 4. Es wurden folgende Extremwerte festgestellt:

Länge:	Breite:	Dicke:
13,5 mm	10,5 mm	7,5 mm
23,5 mm	22,0 mm	16,5 mm

Die unterschiedlich gute Schalenerhaltung sowie Schwierigkeiten bei der Orientierung der Individuen lassen einen Meßfehler von etwa ± 0,5 mm erwarten.

Das relative Wachstum (d. h. Breite bzw. Dicke, bezogen auf die Länge) kann für den vorliegenden Bereich von 13 bis 24 mm der Länge als isometrisch bezeichnet und näherungsweise mit den folgenden Gleichungen (Imbrie 1956, S. 227) beschrieben werden:

$$B = 1{,}113\ L - 5{,}30$$
$$D = 0{,}914\ L - 4{,}61$$

Der asymmetrische Bau teilt die Art in zwei inverse Gruppen, die sich zahlenmäßig wie 1 : 1 verhalten. Die isolierte Berechnung von Wachstumsgeraden für beide Gruppen erweist das Fehlen eines signifikanten Unterschiedes bezüglich der Entwicklung des relativen Wachstums.

Qualitative äußere Merkmale: Äußerer Bau: Umriß wechselhaft; subpentagonal bis subtrigonal; gerundet; größte Breite variabel zwischen Mitte und vorderem Drittel angelegt; deutliche Asymmetrie in Frontalansicht. Die Frontalkommissur folgt einer Linie, die dem Verlauf einer Sinusfunktion vergleichbar ist. Von links nach rechts zieht sie von einem Maximum ausgehend über einen Wendepunkt zu einem Minimum (Taf. 9, Fig. 3c) oder sie steigt, wieder von links nach rechts von einem Minimum gewunden zu einem Maximum (Taf. 9, Fig. 2c). Der unterschiedlich hoch angelegte Übergang von der Frontalkommissur in die rechte bzw. linke Lateralkommissur vermittelt in der Seitenansicht den Eindruck einer verschieden stark ausgebildeten Ungleichklappigkeit an ein und demselben Individuum (Taf. 9, Fig. 1 c und 1 d). In Schnabelrichtung konvergieren

die Lateralkommissuren derart, daß sie in der Schloßregion eine gemeinsame Ebene finden und so eine Asymmetrie im hinteren Fünftel des Brachiopodengehäuses unterbinden, wenn man von zufälligen Unregelmäßigkeiten absieht. Der Schnabel der Fußklappe scheint kurz ausgebildet. Seine Deltidialplatten sind konjunkt. Ein kleines, rund oder oval angelegtes Foramen liegt hypothyrid. Neben konzentrischen Anwachsstreifen geringer Dichte wird bei einigen Individuen eine schwache, im Bereich der Frontalkommissur etwa 5 mm breite, jedoch meist einen schmäleren Teil des vorderen Randes einnehmende Radialberippung sichtbar.

Innerer Bau: Die hintere Region der Stielklappe wird von zwei kräftigen Dentallamellen, die gerade oder gegeneinander gekrümmt sein können, in eine zentrale und in zwei laterale Umbonalhöhlen dreigeteilt (Abb. 5). Transversalschliffe des Schnabels geben die Anlage eines „pedicle collar" wieder. Bis zum vorderen Ende dieser Struktur läßt sich ein zartes Septum nachweisen, welches anschließend von einer Rinne etwa bis in die Ebene der Crurenenden vertreten wird. Die Dentallamellen tragen massive Zähne, die in entsprechend weit angelegte Zahngruben der Brachialklappe greifen. Innere Zahngrubenplatten sind kräftig herausgearbeitet, die äußeren läßt die mangelhafte Schalenerhaltung nicht erkennen. Durch eine deutliche Depression werden die inneren Zahngrubenplatten von den inneren Schloßplatten getrennt. Sie stützen sich mit septenartigen Gebilden gegen die laterale Wand der Brachialklappe. Der Kontakt dieser Septen mit der

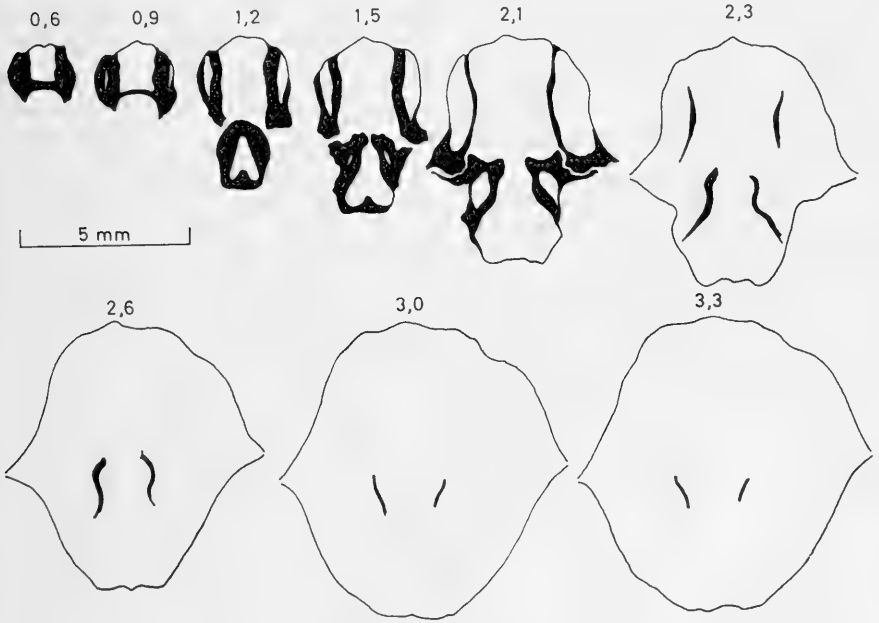


Abb. 5: *Erymnaria rauschi* n. sp. Serie von 9 Transversalschliffen des Individuums, das auf Taf. 9, Fig. 2 a—c abgebildet ist (Slg. München Brach. 502).

Brachialklappenwand endet mit der vorderen Region der Artikulationsebene. Von hier an stellen die nun frei in das Gehäuse ragenden, im Querschnitt S-förmig gewundenen, von der Seite gesehen spitz-dreieckigen Fortsätze die Cruren dar. Sie sind von septiferem Typus. Steinkerne zeigen auf beiden Klappen paarig angeordnete, linienförmige vasculare Eindrücke, die von den durch mediane Leisten halbierten Muskelfeldern ausgehen und sich im vorderen Gehäusedrittel jeweils einmal verzweigen.

Feinbau der Schale: Die Schale von *Erymnaria rauschi* n. sp. besteht wie die Hartteile aller übrigen Angehörigen der Rhynchonellacea aus schräggestellten Kalzitprismen. Porenartige Durchbrüche (Tubuli) sind nicht vorhanden. Beim Herauslösen der Schalen aus dem Muttergestein bleibt infolge der leichten Spaltbarkeit des Kalzits meist ein Teil der Schalensubstanz an der Matrix hängen. Die derart beschädigten Kalzitprismen verleihen der Oberfläche der Schalen ein feinfaseriges Aussehen. Im Dünnschliff ist der Verlauf der Prismen häufig gut wahrzunehmen; als Folge der mechanischen Beanspruchung der Hartteile während des Schleifens treten auch die Spaltrisse des Kalzits, welche quer durch die Prismen verlaufen, hervor (Taf. 8, Bild 2).

Aufnahmen, welche mit dem Stereoscan-Elektronenmikroskop gemacht wurden, lassen weitere Einzelheiten erkennen. Die Kalzitprismen weisen einen sehr unregelmäßigen Querschnitt auf; sowohl Umriß als auch Größe sind sehr verschieden. Die Nähte, welche die einzelnen Prismen begrenzen, erscheinen manchmal gerade oder schwach gebogen, manchmal aber auch krenuliert. Die Prismen sind also mehr oder weniger deutlich miteinander verzahnt (Taf. 10, Bild 1—2). Der Längsbruch ist nicht minder eindrucksvoll (Taf. 11, Bild 1—2). Die Prismen besitzen eine mehrkantige Oberfläche. Parallel dem Verlauf dieser Kanten wurden rinnenartige Vertiefungen und leistenförmige Erhabenheiten festgestellt, welche in entsprechende Formen benachbarter Prismen eingreifen (Taf. 11, Bild 2, oben links). Man hat es also mit einem äußerst wirkungsvollen Prinzip der Verfestigung der Schale zu tun. Für die Bereitstellung der Fotos für die Tafeln 10—11 möchten wir Herrn Dipl.-Geol. Chr. Hemleben, Tübingen, auch an dieser Stelle unseren verbindlichsten Dank aussprechen.

Beziehungen: *Erymnaria rauschi* n. sp. zeigt, was gewisse äußere Merkmale (überwiegende Glattschaligkeit, verdrehte Frontalkommissur) anbelangt, eine auffallende Kongruenz mit Arten der Gattung *Streptaria*. Cooper (1959, S. 39) hielt die Genera *Erymnaria* und *Streptaria* hinsichtlich ihres äußeren Baus für zeitgleiche Homöomorphe. Auf Grund der septiferen Ausbildung der Cruren ist die neue Spezies eindeutig der Gattung *Erymnaria* zuzuordnen.

Von *Erymnaria* sind bislang drei Arten bekanntgeworden: *E. polymorpha* (Massalongo) und *E. bolcensis* (Massalongo) aus dem Alttertiär Oberitaliens, sowie *E. cubensis* Cooper aus dem Eozän von Kuba.

Für einen Vergleich scheiden die beiden letztgenannten Arten von vorneherein aus, weil sie eine bilaterale Symmetrie aufweisen.

Hingegen bestehen sehr enge Beziehungen zwischen *E. rauschi* n. sp. und *E.*

polymorpha (Massalongo) aus den Spilecco-Schichten des Vicentins, welche uns in zahlreichen Schalen von Spilecco zum Vergleich vorliegen (Inventar-Nr. 1953 XXVI 1, 2; leg. Prof. Dr. J. Schröder und Dr. Th. v. Oettingen). Legt man der Fassung von *E. polymorpha* diese Topohylen (Taf. 9, Fig. 4—5) zu Grunde und berücksichtigt man ferner die von Cooper (1959, Taf. 18 B) abgebildeten Hypotypen, dann unterscheidet sich die italienische Art von *E. rauschi* n. sp. durch folgende Merkmale: die Gehäuse sind kleiner, die Frontalkommissuren sind variabler, die Skulptur der Schalenoberfläche ist kräftiger. Die Radialrippen dringen teilweise von der Frontalkommissur bis zur Mitte der Schalen vor.

Eine gewisse Schwierigkeit ergibt sich nun dadurch, daß Davidson (1870, S. 23, Taf. 20, Fig. 14—19) unter der Bezeichnung *Rhynchonella polymorpha* (Massalongo) Schalen beschrieb und abbildete, welche offenbar zwei verschiedenen Arten angehören. Während nämlich seine Fig. 18 und 19 sowohl mit den uns von der Typlokalität vorliegenden Individuen als auch mit den Abbildungen Cooper's harmonieren, deuten seine Fig. 14—17 eine enge Beziehung zu *E. rauschi* an. Davidson teilte zwar mit, daß die ungewöhnlich große Variabilität von *Rhynchonella polymorpha* von seinen Zeitgenossen nicht einheitlich beurteilt worden sei, fühlt sich aber dennoch zu einer breiten Artauffassung berechtigt, weil ihm alle „intermediate and connecting links" vorgelegen hätten.

In diesem Zusammenhang ist zunächst darauf hinzuweisen, daß unser Material von Spilecco offenbar einheitlich ist, d. h. alle Schalen können eindeutig auf *E. polymorpha* in der oben erwähnten Fassung bezogen werden. Da die von Davidson bearbeiteten Schalen nach seinen eigenen Worten von mehreren Personen an verschiedenen Lokalitäten aufgesammelt wurden, kann angenommen werden, daß sie keiner einheitlichen Population angehören. Es wäre durchaus möglich, daß die kleinen berippten sowie die großen glatten Schalen von verschiedenen Fundstellen stammen. Für diese Ansicht würde auch sprechen, daß in den bunten Mergelkalken des Reindlbruchs neben *E. rauschi* n. sp. trotz einer hohen Individuenzahl keine Schalen vom *polymorpha*-Typ gefunden wurden.

Von Bedeutung ist ferner der Umstand, daß auch in den Äquivalenten der Spilecco-Schichten von Nago bei Torbole am Gardasee Schalen der Gattung *Erymnaria* vorkommen, welche sich eng an *E. rauschi* n. sp. anschließen (Inventar-Nr. 1952 XVII 1, 9, 13; 1956 VII 179; 1965 XII 118). Sie wurden von Hagn (1956, S. 82) als *Rhynchonella polymorpha* aufgeführt, doch bemerkte dieser Autor, daß die Schalen „etwas großwüchsiger sind als Stücke von der Typlokalität". Merkwürdigerweise wurden auch an dieser Lokalität keine kleinen Formen entdeckt.

Aus all den Befunden kann geschlossen werden, daß zwei selbständige Arten vorliegen. *E. polymorpha* ist klein, berippt und sehr variabel, während die Schalen von *E. rauschi* n. sp. größer und glatter sind. Freilich sind mit dieser Feststellung noch nicht alle Fragen gelöst. So ist z. B. noch nicht geklärt, ob die großen von Davidson (1870, Taf. 20, Fig. 14—17) abgebildeten Schalen ohne Einschränkung zu *E. rauschi* gestellt werden dürfen. Durch eine Untersuchung der Cruren müßte erst noch der Verdacht ausgeschlossen werden, daß es sich hierbei um An-

gehörige der Gattung *Streptaria* handeln könne (s. oben). Außerdem sollte noch die Möglichkeit geprüft werden, ob die alttertiären Vorkommen großer glatter Erymnarien von ihren oberkretazischen Vorfahren nicht als eine eigene Unterart abgetrennt werden könnten. Schließlich wäre noch zu bedenken, inwieweit die geringe Größe mancher Schalen aus den Spilecco-Schichten auf ökologische Faktoren zurückgeführt werden könnte. Bekanntlich enthalten diese Ablagerungen reichlich vulkanogenes Material. Allerdings ließe sich hier einwenden, daß die großen Schalen von Nago einem ähnlichen Milieu entstammen, so daß Fragen der Ökologie in diesem Zusammenhang wohl ausgeklammert werden können.

Verbreitung: *Erymnaria rauschi* wurde zuerst aus dem Obersanton beschrieben. Nachfahren dieser Art kommen in Äquivalenten der Spilecco-Schichten von Nago bei Torbole am Gardasee vor, die von Hagn (1956, S. 83) in das Untereozän eingestuft wurden. Ähnliche Formen wurden von Davidson (1870) aus dem Spilecciano des Vicentins beschrieben. Die Fundschicht gehört nach Cita & Piccoli (1964, S. 671) dem Oberpaleozän an.

Inwieweit *E. polymorpha* (s. str.) in die Oberkreide zurückreicht, kann vorerst noch nicht mit Sicherheit gesagt werden. Zwar konnte Malaroda (1962, S. 132; Taf. 5, Bild 1) „*Rhynchonella polymorpha*" an der Grenze Turon/Senon im Vicentin nachweisen, doch müßten erst noch die Beziehungen dieser oberkretazischen Formen zu *E. rauschi* n. sp. abgeklärt werden. Dasselbe gilt für eine Angabe Castellarin's (1960, S. 5, Taf. 2), nach der die genannte Art ebenfalls in der Scaglia rossa (Cretaceo superiore) des Gebietes um Verona auftreten soll.

Abschließend sei noch darauf hingewiesen, daß sowohl Malaroda (1962, S. 132) als auch Premoli Silva & Luterbacher (1966, S. 1242) die Ansicht vertraten, *Rhynchonella polymorpha* sei vorwiegend an die Nähe von „hardgrounds" gebunden, weil „i fondali induriti fornivano a questo Brachiopode un substrato ben piu adatto che non le molli fanghiglie del sedimento normale" (Malaroda 1962, S. 132; vgl. hierzu S. 108 dieser Arbeit).

4. Literaturverzeichnis

Ager, D. V., 1965: Mesozoic and Cenozoic Rhynchonellacea. — In: Treatise on Invertebrate Paleontology (edit. R. C. Moore), Part H, Brachiopoda, vol. 2, S. 597—632, Abb. 478—517, The University of Kansas Press (1965 a)

Ager, D. V., 1965: The Adaptation of Mesozoic Brachiopods to Different Environments. — Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **1** (2), S. 143—172, 7 Abb., 1 Tab., Amsterdam (1965 b)

Castellarin, A., 1960: Sull'età delle vulcaniti Veronesi. — Giorn. Geol., Ann. Mus. Geol. Bologna, Ser. 2, **27**, 1956, S. 1—12, Taf. 1—2, Bologna

Cita, M. B. & Piccoli, G., 1964: Les stratotypes du Paléogène d'Italie. — Coll. sur le Paléogène (Bordeaux, Septembre 1962), Mém. Bur. Rech. Géol. Min., **28**, S. 653—684, 8 Abb., Paris

Cooper, G. A. 1959: Genera of Tertiary and Recent Rhynchonelloid Brachiopods. — Smiths. Misc. Coll., **139**, S. I—III, S. 1—90, Taf. 1—22, 1 Abb., Washington

Dalbiez, F., 1955: The Genus *Globotruncana* in Tunisia. — Micropaleontology, **1**, S. 161—171, 10 Abb., 2 Tab., New York

Davidson, Th., 1870: On Italian Tertiary Brachiopoda. — Geol. Mag., **7**, S. 13—28, Taf. 19—21, Hertford

Fischer, A. G., 1964: The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. — Kansas Geol. Surv., Bull., **169**, S. 107—149, 38 Abb., Lawrence, Kansas

Hagn, H., 1956: Geologische und paläontologische Untersuchungen im Tertiär des Monte Brione und seiner Umgebung (Gardasee, Ober-Italien). — Palaeontographica, **107**, A, S. 67—210, Taf. 7—18, 8 Abb., Stuttgart

Herm, D., 1962: Die Schichten der Oberkreide (Untere, Mittlere und Obere Gosau) im Becken von Reichenhall (Bayerische/Salzburger Alpen). — Z. deutsch. geol. Ges., **113**, (2/3), S. 320—338, 4 Abb., Hannover (1962 a)

Herm, D., 1962: Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und Nierental. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., N. F., **104**, 119 S., 9 Abb., 11 Taf., München (1962 b)

Hillebrandt, A. v., 1957: Die Schichten der Gosau und des Alttertiärs im Norden und Nordwesten des Untersberges (Becken von Reichenhall). — Unver. Diplomarbeit, 128 S., 43 Abb., 2 Profiltaf., 1 geol. Karte 1 : 10 000, Institut für Geologie, Technische Hochschule München (1957 Ms.)

Hillebrandt, A. v., 1962: Das Alttertiär im Becken von Reichenhall und Salzburg (Nördliche Kalkalpen). — Z. deutsch. geol. Ges., **113**, (2/3), S. 339—358, 7 Abb., Hannover

Imbrie, J., 1956: Biometrical Methods in the Study of Invertebrate Fossils. — Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., **108**, S. 211—252, 10 Abb., 7 Tab., New York

Malaroda, R., 1962: Gli Hard-Grounds al limite tra Cretaceo ed Eocene nei Lessini Occidentali. — Mem. Soc. Geol. Ital., **3**, S. 111—135, Taf. 1—6, 9 Abb., Pavia

Massalongo, A., 1850: Schizzo geognostico sulla valle del Progno o Torrente d'Illasi, con un saggio sopra la flora primordiale del M. Bolca. — Verona (non vidimus)

Premoli Silva, I. & Luterbacher, H. P., 1966: The Cretaceous — Tertiary Boundary in the Southern Alps (Italy). — Riv. Ital. Paleont., **72**, S. 1183—1266, Taf. 91—99, 28 Abb., Mailand

Schlager, M., 1930: Zur Geologie des Untersberges bei Salzburg. — Verh. Geol. Bund.-Anst., 1930, Nr. **12**, S. 245—255, 1 Kartenskizze. Wien

Tafelerläuterungen

Tafel 8

Bild 1: Schnitt durch eine Schale von *Erymnaria rauschi* n. sp. Die Unterseite ist mit sekundär gesproßten Kalzitkristallen bedeckt. Das Muttergestein ist reich an Fossil- und Karbonatschutt. Gosau, Obersanton. Reindlbruch, Untersberg-Vorland. Schliff G 1027 a/68. x 19. Zu S. 106

Bild 2: Anhäufung von Schalenschutt von *Erymnaria rauschi* n. sp. In der Bildmitte ist der Querschnitt einer *Globotruncana* zu beobachten. Gosau, Obersanton. Reindlbruch, Untersberg-Vorland. Schliff G 1027 a/68. x 19. Zu S. 106

Bild 3: *Globotruncana linneiana* (d'Orb.) und *G. concavata carinata* Dalbiez (von links nach rechts). Die Grundmasse enthält reichlich feinkörnigen Karbonatschutt. Gosau, Obersanton. Reindlbruch, Untersberg-Vorland. Schliff G 1026 a/68. x 44. Zu S. 107

Tafel 9

Fig. 1: *Erymnaria rauschi* n. sp., Holotypus. Slg. München Brach. 501. Gosau, Obersanton. Reindlbruch, Untersberg-Vorland. a: Brachialklappe; b: Stielklappe; c: Lateralansicht von links; d: Lateralansicht von rechts; e: Postalansicht (Stielregion); f: Frontalansicht. x 1,5. Zu S. 110

Fig. 2: *Erymnaria rauschi* n. sp., Paratypus. Slg. München Brach. 502. Gosau, Obersanton. Reindlbruch, Untersberg-Vorland. a: Brachialklappe; b: Lateralansicht von rechts; c: Frontalansicht. x 1,5. Zu S. 110

Fig. 3: *Erymnaria rauschi* n. sp., Paratypus. Slg. München Brach. 503. Gosau, Obersanton. Reindlbruch, Untersberg-Vorland. a: Brachialklappe; b: Lateralansicht von rechts; c: Frontalansicht. x 1,5. Zu S. 110

Fig. 4: *Erymnaria polymorpha* (Massalongo), Hypotypus. Slg. München Brach. 504. Spilecco-Schichten. Spilecco (Vicentin). a: Brachialklappe; b: Lateralansicht von rechts; c: Frontalansicht. x 1,5. Zu S. 113

Fig. 5: *Erymnaria polymorpha* (Massalongo), Hypotypus. Slg. München Brach. 505. Spilecco-Schichten, Spilecco (Vicentin). a: Brachialklappe; b: Lateralansicht von rechts: c: Frontalansicht. x 1,5. Zu S. 113

Tafel 10

Bild 1: *Erymnaria rauschi* n. sp. Gosau, Obersanton. Reindlbruch, Untersberg-Vorland. Oberfläche der Schale, etwas korrodiert. Die schräggestellten Kalzitprismen streichen an der Oberfläche aus. Ihr Umriß ist unregelmäßig; die Nähte der Prismen sind häufig miteinander verzahnt. Die hellen Säume um die Prismen sind durch Auslaugung entstanden. x 140. Zu S. 112

Bild 2: Dto. Die Anlösung der Kalzitprismen ist gut zu erkennen. x 665. Zu S. 112

Tafel 11

Bild 1: *Erymnaria rauschi* n. sp. Gosau, Obersanton. Reindlbruch, Untersberg-Vorland. Längsbruch der Schale. Die schräggestellten Kalzitprismen sind mehrkantig. Sie sind mit feinen längsverlaufenden Leisten und Vertiefungen versehen. Die feinen weißen Linien, welche quer zu den Prismen verlaufen, zeigen die Spaltrisse des Kalzits an. x 102. Zu S. 112

Bild 2: Dto. Die rinnenartigen Vertiefungen sowie die leistenartigen Erhabenheiten der schräggestellten Kalzitprismen sind deutlich entwickelt. Sie greifen in entsprechende Formen benachbarter Prismen ein (im Bild links oben). x 635. Zu S. 112
Die Aufnahmen wurden mit einem Stereoscan-Elektronenmikroskop hergestellt.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 8 117—125 München, 15. 12. 1968

Neue Funde zu Ammonites perarmatus mamillanus QUENSTEDT

Von GERHARD SCHAIRER, München[1])

Mit 4 Abbildungen, 1 Tabelle und Tafel 12

Zusammenfassung

Anhand von Neufunden wird *Ammonites perarmatus mamillanus* QUENSTEDT neu beschrieben. Aufgrund von Skulptur und Lobenlinie ist die Art zu *Paraspidoceras* zu stellen.

Summary

Additional new specimens permit a redescription of *Ammonites perarmatus mamillanus* QUENSTEDT. Sculpture and sutureline suggest to include the species in the genus *Paraspidoceras.*

Inhalt

Einleitung 117
Paraspidoceras mamillanum (QUENSTEDT) 118
Die einzelnen Exemplare 121
Bemerkungen 124
Schriftenverzeichnis 124

Einleitung

Die Gattung *Paraspidoceras* hat ihre Hauptverbreitung im Unter- und Mitteloxfordium. Einzelne Funde zeigen, daß sie auch noch im Oberoxfordium und unteren Unterkimmeridgium vorkommt. Bisher wurden aus diesen Schichten im süddeutschen Jura folgende Arten beschrieben: *Ammonites perarmatus mamillanus* QUENSTEDT 1847; *Ammonites corona* QUENSTEDT 1847; *Aspidoceras bodeni* WEGELE 1929; *Aspidoceras* aff. *bodeni* WEGELE 1929; *Paraspidoceras ? suebicum* ZEISS 1962. Nun liegen 6 Neufunde vor, von denen 3 horizontierte Exemplare aus der *platynota*-Zone (unteres Unterkimmeridgium) stammen. Die Stücke sind zu *Ammonites perarmatus mamillanus* QUENSTEDT zu stellen. Aufgrund der Übereinstimmung der Merkmale gehören die oben aufgeführten Arten, ausgenommen *Ammonites corona* QUENSTEDT, ebenfalls zu *Ammonites perarmatus mamillanus.*

[1]) Dr. GERHARD SCHAIRER, Institut für Paläontologie und historische Geologie, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10/II.

Herr Anton Schneider, Hechlingen, hat ein erwachsenes Exemplar von 520 mm Durchmesser der Bayerischen Staatssammlung geschenkt, wofür ihm besonderer Dank gilt. Herr Dr. K. W. Barthel wollte das Stück ursprünglich selbst bearbeiten, überließ es mir dann freundlicherweise zur Veröffentlichung. Dafür und für Hinweise möchte ich mich herzlich bedanken. Herr Prof. Dr. F. Westphal, Tübingen, und Herr Priv-Doz. Dr. A. Zeiss, Erlangen, haben mir dankenswerterweise Vergleichsmaterial zur Verfügung gestellt.

Paraspidoceras mamillanum (Quenstedt)

v + 1847 *Ammonites perarmatus mamillanus* — Quenstedt: S. 194, Taf. 16, Fig. 11 a, b.
1857 *Amm. perarmatus mamillanus* — Quenstedt: S. 613, Taf. 76, Fig. 1.
1887—1888 *Ammonites perarmatus mamillanus* — Quenstedt: S. 889—890, Taf. 96, Fig. 3—4.
1929 *Aspidoceras Bodeni* n. sp. — Wegele: S. 36, Taf. 1, Fig. 1 a, b.
1929 *Aspidoceras* aff. *Bodeni* n. sp. — Wegele: S. 36, Taf. 28, Fig. 11 a, b.
v 1962 *Paraspidoceras ? suebicum* n. sp. — Zeiss: S. 31, Taf. 1, Fig. 11; Taf. 5, Fig. 11.

Diagnose: Eine groß- bis riesenwüchsige Art der Gattung *Paraspidoceras* mit langen Stacheln an der Externseite. Windungsquerschnitt höher als breit, gerundet rechteckig bis oval mit Übergängen zu trapezförmig.

Beschreibung: Der Enddurchmesser kann über 520 mm erreichen. Die Innenwindungen sind mäßig eng bis weit (31—45 %), die äußeren Windungen mäßig weit bis weit genabelt. Der Nabel ist flach, die Nabelwand mäßig steil, eine Nabelkante ist nicht oder nur undeutlich entwickelt. Die Flanken sind leicht konvex, eine Marginalkante fehlt. Die Externseite ist schwach gewölbt. Der Windungsquerschnitt ist höher als breit, oval bis gerundet rechteckig mit Übergang zu trapezförmig (Abb. 1). Die größte Windungsbreite liegt um Flankenmitte, häufig etwas extern davon. Die Skulptur besteht aus Knoten bzw. Stacheln und Rippen. Die Externknoten sind auf den Innenwindungen rundlich bis wenig radial, gelegentlich auch spiral, auf äußeren Windungen rundlich bis radial, bei großem Durchmesser (ab 360 mm) sehr deutlich radial verlängert. Außer den mehr oder weniger rundlichen, niedrigen Externknoten kommen gelegentlich spatelförmig verlängerte vor. Externknoten wurden schon bei kleinstem Durchmesser beobachtet. Internknoten treten ab 70 bis 80 mm Durchmesser auf. Sie sind kleiner als die Externknoten, zunächst rundlich bis wenig radial, bei großem Durchmesser (ab 250 mm) deutlich radial verlängert. Gewöhnlich entspricht einem Externknoten ein Internknoten, doch kommen überzählige Internknoten vor. Flankenrippen fehlen auf den innersten Windungen. Später treten keilförmige, mehr oder weniger kräftige, stumpfe Rippen auf, die an den Externknoten beginnen und sich gegen den Nabel zu verjüngen. Von den Knoten sind sie mehr oder weniger deutlich abgesetzt. Die Flankenrippen können bei größerem Durchmesser verblassen, insbesondere beim Auftreten der Internknoten. Bei sehr großem Durchmesser, wenn sich Extern- und Internknoten stark radial verlängern, sind kräftige Flankenrippen vorhanden, die ziemlich scharfe, hohe Grate bilden. Am Ende des Gehäuses sind die Knoten kaum noch zu erkennen. Von den überzähligen Internknoten gehen Rippen aus, die zur Externseite hin verschwinden. Zwischen den Externknoten können sich weitere Rippen befinden, die meist gegen die Externseite und Flankenmitte verblassen;

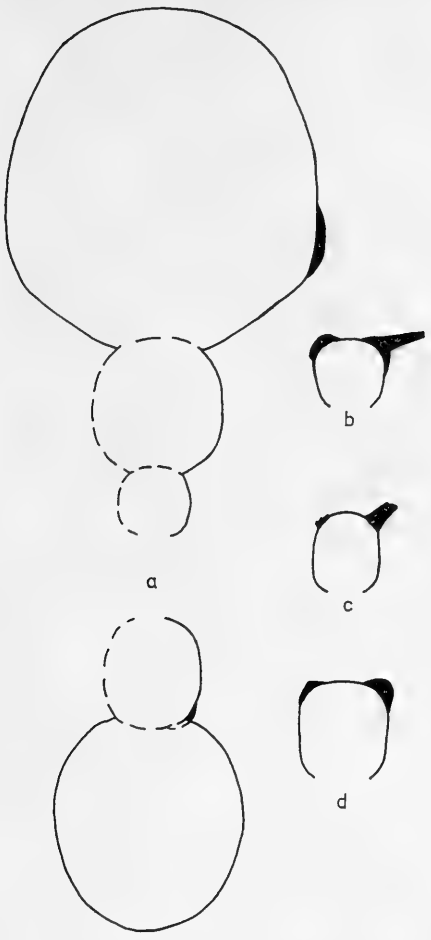


Abb. 1: Windungsquerschnitt zu *Paraspidoceras mamillanum* (Quenstedt). a: Exemplar E, 240 mm Durchmesser (Dm); b: Exemplar A, Dm 50 mm, Windungshöhe (Wh) 18 mm; c: Exemplar C, Dm 20 mm, Wh 12 mm; d: Holotypus, Dm 70 mm, Wh 27 mm.

nur einzelne überqueren die Externseite. Siphonalrippen sind gewöhnlich nicht entwickelt. Gelegentlich kommt es aber zu einer Verbindung gegenüberstehender Externknoten. Bei sehr großem Durchmesser können so kräftige Siphonalrippen entstehen. Die Lobenlinie entspricht der anderer *Paraspidoceras*-Arten (vergl. Zeiss 1962).

Die Externknoten sind Basen von Stacheln. Daraufhin weisen einmal die Eindrücke in der Nabelwand der jeweils äußeren Windung. Ferner sind bei Exemplar A einige Stacheln erhalten. Diese fielen bei der Präparation ab und gaben eine gelenkkopfartige Fläche frei, die sich auch bei den Externknoten der übrigen

Exemplare findet. Die Fläche ist glatt und wird seitlich von einem schmalen, rauhen Saum begleitet, der die Ansatzstelle des Stachels bezeichnet. Die Stacheln waren hohl, sonst könnten sie nicht als Steinkern erhalten sein und wurden während des Wachstums nachträglich durch ein Septum vom Gehäuse abgetrennt. Darauf weist auch QUENSTEDT (1857, S. 613 f.) in der Beschreibung eines Bruchstückes mit einem langen Stachel und einer Stachelbasis aus dem Weißen Jura Gamma von Weißenstein hin. Die Stacheln sind spitz, mehr oder weniger steil nach extern auswärts gerichtet und z. T. leicht gebogen. Sie besitzen einen dreieckigen, rundlichen oder ovalen Querschnitt. Sie weisen an Vorder- und Rückseite Furchen auf, die spiral verlaufen können.

V o r k o m m e n : Oberoxfordium bis unteres Unterkimmeridgium.

Tabelle 1: Werte für Nabelweite (Nw) und Windungshöhe (Wh); Zahl der Extern- (Ek) und Internknoten (IK) bei verschiedenem Durchmesser (Dm).

	Dm	Nw	Wh	Dm	EK	IK
Holotypus	103	40	37,5	100	9	5
	73	40,5	38,5	80	8	1
				60	9	
				40	10	
				20	13	
Exemplar A	42	39,5	39,5	50	11	
				40	9	
				20	10	
				10	11	
Exemplar B	32	40	36	30	9	
Exemplar C	20	40,5	38	20	8	
Exemplar E	515	43,5	32	520—500	12	12
	355	43	36,5	480—460	11	11
	245	40,5	37,5	440—400	10	10
	164	39	34	380	9	9
	111	35	37	360	9	10
	68	31	40	340—300	8	10
				280—260	7	9
				240	7	8
				220—200	6	7
				180	7	8
				160	7	7
				140	8	5
				120	8	4
				100	9	2
				80	9	1

Die Zahl der Extern- und Internknoten bezieht sich auf 1/2 Umgang. Werte für Durchmesser in mm, für Nabelweite und Windungshöhe in % vom Durchmesser.

Die Werte für Nabelweite und Windungshöhe von Exemplar E bei den Durchmessern 245—68 wurden an einem zersägten Abguß der Innenwindungen gemessen. Sie können nur als Näherungswerte betrachtet werden.

Holotypus: Das nur wenig verdrückte Stück ist noch vollständig gekammert. Größter Durchmesser: 103 mm. Internknoten sind ab 80 mm Durchmesser vorhanden. Flankenrippen treten schon bei kleinem Durchmesser auf. Bei 35 mm Durchmesser sind sie deutlich konkav; dazwischen sind Anwachsstreifen zu beobachten. Über 60 mm Durchmesser werden die Flankenrippen undeutlich. Conellen sind vorhanden.

Fundort: Nusplingen (Württ.).

Schicht: Mittlerer Weißer Jura (Quenstedt 1847); Weißer Jura Beta (Quenstedt 1887—1888).

Die Originale zu *Aspidoceras bodeni* Wegele und *Aspidoceras* aff. *bodeni* Wegele sind verlorengegangen. *Aspidoceras bodeni* ist etwas enger genabelt als der Holotyp und verringert die Lücke zwischen diesem und Exemplar E. Die Skulptur ist auf den inneren Windungen weniger dicht, auf den Außenwindungen aber entsprechend. Die Internknoten treten ab etwa 70—80 mm Durchmesser auf.

Fundort: Spielberg a. Hahnenkamm.

Schicht: Zone des *Idoceras planula* (Hehl).

Aspidoceras aff. *bodeni* Wegele ist etwas weiter genabelt als der Holotyp. Auf den äußeren Windungen scheint er eine dichtere Skulptur zu haben als dieser. Die Stacheln sind zum Teil noch gut erhalten.

Fundort: Wülzburg b. Weißenburg.

Schicht: Zone der *Sutneria platynota* (Reinecke).

Das Original zu *Paraspidoceras* ? *suebicum* Zeiss ist eine Innenwindung von maximal 24 mm Durchmesser. Das Stück ist bis mindestens 17 mm gekammert. Es besitzt lange Stacheln und Flankenrippen schon auf kleinen Windungen, die gegen außen etwas undeutlich werden. Anwachsstreifen sind deutlich. Siphonalrippen sind gelegentlich ausgebildet. Das Exemplar stimmt in der Skulptur gut mit dem Holotyp überein, weist aber weniger Externknoten auf. Außerdem ist es etwas weiternabelig.

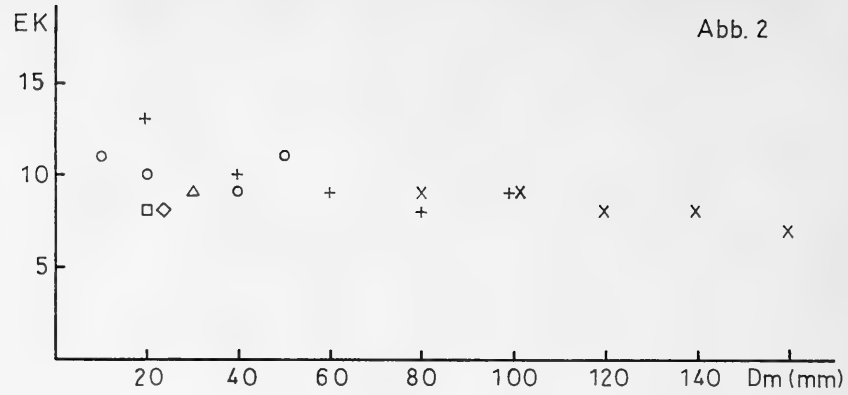
Fundort: Hangender Stein (Württ.)

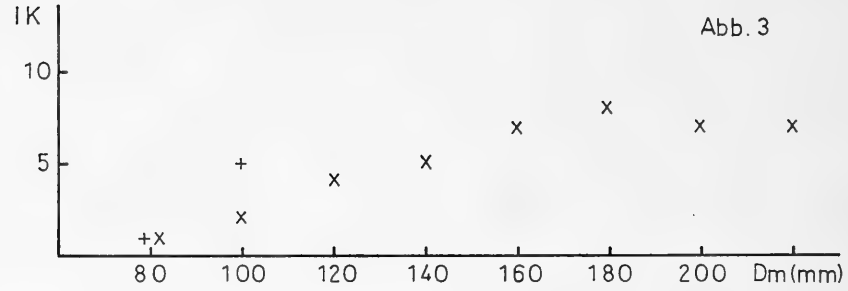
Schicht: Malm Alpha.

Exemplar A (Taf. 12, Fig. 1; Abb. 1b): Der Steinkern ist dorsoventral verdrückt. Der größte Durchmesser beträgt ca. 50 mm. Das Stück ist noch vollständig gekammert. Am Ende der letzten Windung sind 3 Stacheln erhalten. Sie sitzu einer gelenkkopfartigen Fläche auf und sind etwas nach extern auswärts gerichtet. Ihr Querschnitt ist dreieckig bis rundlich. Das Exemplar besitzt außer rundlichen, niedrigen auch spatelförmig verlängerte Externknoten. Die Lobenlinie ist bei ca. 45 mm Durchmesser erhalten.

Fundort: Steinbruch Sebald & Söhne, Hartmannshof (Mfr.).

Schicht: Zone der *Sutneria platynota* (Reinecke), Bank 243 (Banknummern nach Streim aus Schmidt-Kaler 1962).





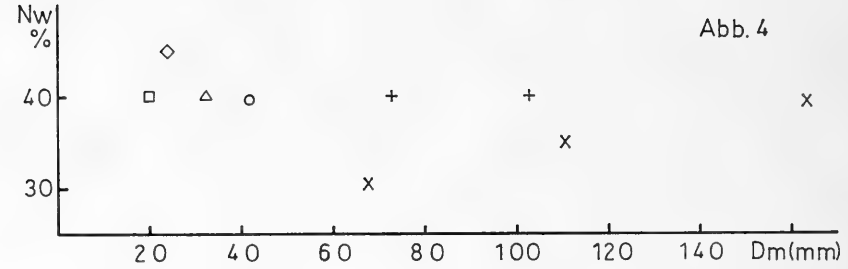


Abb. 2: Zahl der Externknoten (EK) bei verschiedenem Durchmesser (Dm) für die einzelnen Exemplare. + Holotyp; × Exemplar E; ○ Exemplar A; △ Exemplar B; □ Exemplar C; ◇ *P. suebicum.*

Abb. 3: Zahl der Internknoten (IK) bei verschiedenem Durchmesser (Dm) für einzelne Exemplare. + Holotyp; × Exemplar E.

Abb. 4: Nabelweite (Nw in % vom Dm) bei verschiedenem Durchmesser (Dm) für die einzelnen Exemplare. Zeichenerklärung bei Abb. 2.

Exemplar B: Es ist ein halber Umgang eines flachgedrückten Exemplares von maximal 30 mm Durchmesser erhalten. Von der nächstinneren Windung sind die Stacheln zu erkennen, die in die Nabelwand eingedrückt sind.

Fundort: Steinbruch SEBALD & SÖHNE, Hartmannshof (Mfr.).

Schicht: Zone der *Sutneria platynota* (REINECKE), Bank 243—244.

Exemplar C (Abb. 1c): Das wenig verdrückte Stück ist eine Innenwindung von 20 mm Durchmesser. Bei Durchmesser 15 mm sind längere Reste von Stacheln erhalten. Sie zeigen steil nach extern auswärts. Ihr Querschnitt ist rundlich bis oval. Die Flankenrippen sind undeutlich, auf den innersten Windungen scheinen sie zu fehlen.

Fundort: Steinbruch Rieger, Ursheim a. Ries

Schicht: Zone der *Sutneria platynota* (REINECKE), Bank 233/1.

Exemplar D: Es ist ein Teil der Externseite eines Stückes von ca. 40—50 mm Durchmesser erhalten. Das Bruchstück zeigt lange, spitz zulaufende Stacheln mit ziemlich breiter Basis. Die Externseite ist mit kräftigen Anwachsstreifen bedeckt.

Fundort: Weißenburg.

Schicht: Zone des *Idoceras planula* (HEHL).

Exemplar E (Taf. 12, Fig. 2, Abb. 1a): Es ist ein erwachsenes Exemplar mit größtem Durchmesser bei 520 mm. Das Stück ist bis 405 mm Durchmesser gekammert. Die interne Knotenreihe beginnt bei 70 mm Durchmesser. Zunächst sind nur vereinzelt, ab 110 mm Durchmesser regelmäßig Internknoten vorhanden. Es treten einige überzählige Internknoten auf. Die Flankenrippen entwickeln sich auf dem äußeren Teil der letzten Windungen zu kräftigen Graten, während die Knoten zurücktreten. Conellen sind über den ganzen Steinkern verstreut. Besonders häufig sind sie an der Naht, wo die äußerste Windung abgebrochen ist. Das Exemplar unterscheidet sich vom Holotyp durch die geringere Nabelweite der Innenwindungen.

Fundort: Steinbruch 500 m E Obelshof bei Heidenheim a. Hahnenkamm.

Schicht: Oberoxfordium, vermutlich *planula*-Zone.

Nach Angaben von WEGELE (1929, S. 149) stammt aus dem gleichen Bruch ein „ . . . *Aspidoceras* von 54 cm Durchmesser, dessen Innenwindungen leider nicht erhalten sind." WEGELE stuft die Schichten in die *planula*-Zone ein. Soweit dies aus einem im Archiv des Instituts befindlichen Bild zu ersehen ist, gehört das Exemplar ebenfalls zu *Paraspidoceras mamillanum.*

Exemplar F: Das Exemplar wurde von Herrn G. NITZOPOULOS bei Kartierungsarbeiten im Gebiet von Heidenheim a. Hahnenkamm gefunden. Es ist ein vollständig gekammertes Bruchstück von etwa 65 mm Durchmesser. Die innerste erhaltene Windung (ca. 15 mm Durchmesser) trägt kräftige, gerade Flankenrippen, die an der Externseite spitze Knötchen aufweisen. Auf dem nächsten Umgang

(ca. 35 mm Durchmesser) sind die Flankenrippen wenig deutlich, mit einer leichten Betonung auf der Nabelwand und an den Externknoten bzw. -stacheln. Die Rippen scheinen aus mehreren Teilen zusammengesetzt zu sein, ein Hinweis auf ihre Entstehung aus Prabeln (Zeiss 1962, S. 33). Auf der äußeren Windung treten breite, sich keilförmig gegen den Nabel verjüngende Flankenrippen auf, die an den Externknoten beginnen. Die Stacheln sind abgefallen und geben die gelenkkopfartige Basis frei. Externrippen sind nicht ausgebildet.

Das Stück ist etwas weiter genabelt als der Holotypus, die Skulptur weniger dicht. In der Nabelweite entspricht es *Aspidoceras* aff. *bodeni* (Wegele 1929, Taf. 28, Fig. 11), in der Skulptur *Aspidoceras bodeni* (Wegele 1929, Taf. 1, Fig. 1).

Fundort: Steinbruch 500 m E Obelshof bei Heidenheim a. Hahnenkamm.

Schicht: Oberoxfordium, *bimammatum-* oder *planula*-Zone.

Bemerkungen

Die Zugehörigkeit dieser Art zu *Paraspidoceras* steht außer Zweifel. Die charakteristische externe Knoten- bzw. Stachelreihe ist wohl entwickelt. Außerdem treten ab einem bestimmten Durchmesser auch Internknoten auf. Flankenrippen, wie sie bei vielen *Paraspidoceras*-Arten beobachtet werden können, sind ebenfalls vorhanden. Der Windungsquerschnitt ist weniger kennzeichnend, doch sind Übergänge zu anderen Arten festzustellen. Die Lobenlinie gleicht der anderer Formen der Gattung *Paraspidoceras*.

Ähnlichkeit besteht mit den Arten der Untergattung *Extranodites*. Diese unterscheiden sich durch den Windungsquerschnitt (breiter als hoch) und die früher einsetzenden Internknoten. Sehr wahrscheinlich stammt *Paraspidoceras mamillanum* (Quenstedt) aus dem Formenkreis von *Extranodites* ab. Ob die Art zu dieser Untergattung oder einer anderen, neuen gehört, kann nur anhand eines wesentlich größeren Materials entschieden werden.

Paraspidoceras corona (Quenstedt) besitzt einen niedrigen, sehr breiten Windungsquerschnitt und Siphonalrippen.

Schriftenverzeichnis

Quenstedt, F. A.: Petrefactenkunde Deutschlands. I. Die Cephalopoden. — Text + Atlas, IV + 581 S., Taf. 1—36, Tübingen (Fues) 1845—1849

Quenstedt, F. A.: Der Jura. — VI + 842 S., 100 Taf., 3 Übersichtstaf., 42 Abb., Tübingen (Laupp) 1856—1857

Quenstedt, F. A.: Die Ammoniten des Schwäbischen Jura. III. Der Weiße Jura. — Text + Atlas, S. 817—1140, Taf. 91—126, Stuttgart (Schweizerbart) 1887—1888

Schmidt-Kaler, H.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Malm des nordöstlichen Ries-Rahmens. Nebst Parallelisierung des Malm Alpha bis Delta der Südlichen Frankenalb über das Riesgebiet mit der schwäbischen Ostalb. — Erlanger geol. Abh., 44, 51 S., 4 Taf., 1 Texttaf., 16 Abb., Erlangen 1962

Wegele, L.: Stratigraphische und faunistische Untersuchungen im Oberoxford und Unterkimmeridge Mittelfrankens. — Palaeontographica, **71**, S. 117—210, Taf. 25—28, 1 Tab., Stuttgart 1929; Palaeontographica, **72**, S. 1—94, Taf. 1—11, Stuttgart 1929

Zeiss, A.: Die Ammonitengattung *Paraspidoceras* L. F. Spath. — Erlanger geol. Abh., **41**, 40 S., 4 Taf., 9 Abb., Erlangen 1962

Tafelerklärung

Tafel 12

Paraspidoceras mamillanum (Quenstedt)

Fig. 1: a) Exemplar A. 1967 X 569.
Seitenansicht mit eingezeichneter Lobenlinie. x 1.
b) Externseite mit drei Stacheln. x 1,4.
Steinbruch Sebald & Söhne, Hartmannshof (Mfr.). Unteres Unterkimmeridgium.

Fig. 2: Exemplar E. 1963 I 80.
Größter Durchmesser ca. 520 mm.
Innenwindungen mäßig engnabelig. + bezeichnet den Beginn der Wohnkammer. x 0,2.
Steinbruch 500 m E Obelshof b. Heidenheim a. H. (Mfr.). Oberes Oberoxfordium.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 8 127—165 München, 15. 12. 1968

Die Coquimbinae, eine neue Unterfamilie der Hemicytheridae (Ostracoda) aus dem Pliozän von Chile

Von Wolf Ohmert[1])

Mit 38 Abbildungen

Zusammenfassung

Eine neue Unterfamilie der Hemicytheridae wird vorgestellt. Drei Gattungen mit 9 Arten aus dem höheren Pliozän des nördlichen Mittelchile werden erstmals beschrieben und ihre verwandtschaftlichen Beziehungen diskutiert. Die Unterfamilie dürfte um die Wende Miozän/Pliozän im Zuge der allgemeinen Faunenumgestaltung (Herm 1967) als endemische Gruppe entstanden sein. Nach einer starken Entfaltung im höheren Pliozän hat die Zahl der Arten der wärmeliebenden, im ruhigeren Litoral lebenden Unterfamilie infolge der Klimaverschlechterung seit Beginn des Pleistozäns wieder merklich abgenommen.

Summary

A new hemicytherid subfamily is introduced. 3 genera with 9 later Pliocene species are described as new. They were collected from the coastal strip of northern Middle Chile. Their relationships are discussed. The endemic subfamily may have originated during the faunal revolution at the Miocene/Pliocene — boundary. Explosive expansion during Upper Pliocene times was followed by a climatic deterioration at the Pliocene/Pleistocene — boundary and a decline of the subtidal warm water group.

Inhalt

Einführung 128
Die Coquimbinae n. subfam. 130
Diagnose 130
Die äußeren Schalenmerkmale 130
Die inneren Schalenmerkmale 131
Diskussion
a) Zuordnung 132
b) Abgrenzung 133
c) Taxonomische Bewertung 134

[1]) Dipl.-Geol. Dr. W. Ohmert, Institut für Paläontologie und hist. Geologie, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10/II.

Nanocoquimba n. gen. 134
Coquimba n. gen. 137
Cornucoquimba n. gen. 152
Verwandtschaft
a) der neuen Unterfamilie 158
b) der Gattungen und Arten untereinander 159
Überlegungen zur Ökologie 161
Literaturverzeichnis 163

Einführung

Das vorliegende Material hat Herr Dr. D. Herm 1965 gesammelt. Ich möchte ihm hier herzlich dafür danken, daß er mir die Ostracoden zur Bearbeitung übergeben hat, ebenso für seine interessierte und hilfsbereite Anteilnahme an dieser Arbeit.

Die Proben stammen aus dem höheren Pliozän (Coquimbo-Serie) von der Pazifik-Küste des nördlichen Mittelchile, von den Lokalitäten El Tabo, Tongoy, Coquimbo, Chañaral de Azeitunas und Caldera (s. Abb. 1).

Typlokalitäten sind:

Coquimbo:

Pr. 3157 Südlich Coquimbo, Carretera Panamericana, Südlich Quebrada La Herradura, 95 m NN.
Pliozän
(für *C. fornicata* n. sp. und *C. bicostata* n. sp.)

Chañaral de Azeitunas:

Pr. 3158 (für *C. hermi* n. sp., *C. hartmanni* n. sp., *Cc. aligera* n. sp. und *Cc. angulosa* n. sp.);

Pr. 3159 (für *N. apiata* n. sp., *C. labyrinthica* n. sp. und *C. piscicula* n. sp.):
Quebrada Chañaral de Azeitunas, Steilhang N der Ortschaft Chañaral de Azeitunas (29°, 4' S), 75 m NN;
höheres Pliozän.

Bisher sind von der chilenischen Küste nur die rezenten Ostracoden untersucht worden. Nach Einzelbeobachtungen älterer Autoren (vor allem Brady und Skogsberg) brachte Hartmann (1962, 1965) zum erstenmal eine eingehende Bearbeitung. Unter 54 aufgefundenen Arten konnte er nur 15 andererorts schon bekannte wiedererkennen. Dies veranlaßte später Benson (1964) und Puri (1966), von einer eigenen chilenischen Faunenprovinz zu sprechen.

Die meist sehr formenreichen, aber individuenarmen Ostracoden-Populationen aus dem höheren Pliozän Mittelchiles haben noch nicht einen so stark isolierten Charakter. Jedenfalls enthalten sie neben vielen noch heute dort lebenden Elementen auch eine Reihe aus dem Miozän und Pliozän des südlichen Nordamerika und aus Mittelamerika bekannte Gattungen, die jetzt in Chile offenbar fehlen. Außerdem erscheinen aber auch einige noch unbekannte Formen, die meistens in ihrem Äußeren nicht wesentlich von bekannten Typen abweichen. Erst die nähere Bestimmung nach ihren inneren Merkmalen deckt ihre Eigenständigkeit auf. Während manche dieser neuartigen Ostracoden auf enge Verbreitungsgebiete beschränkt

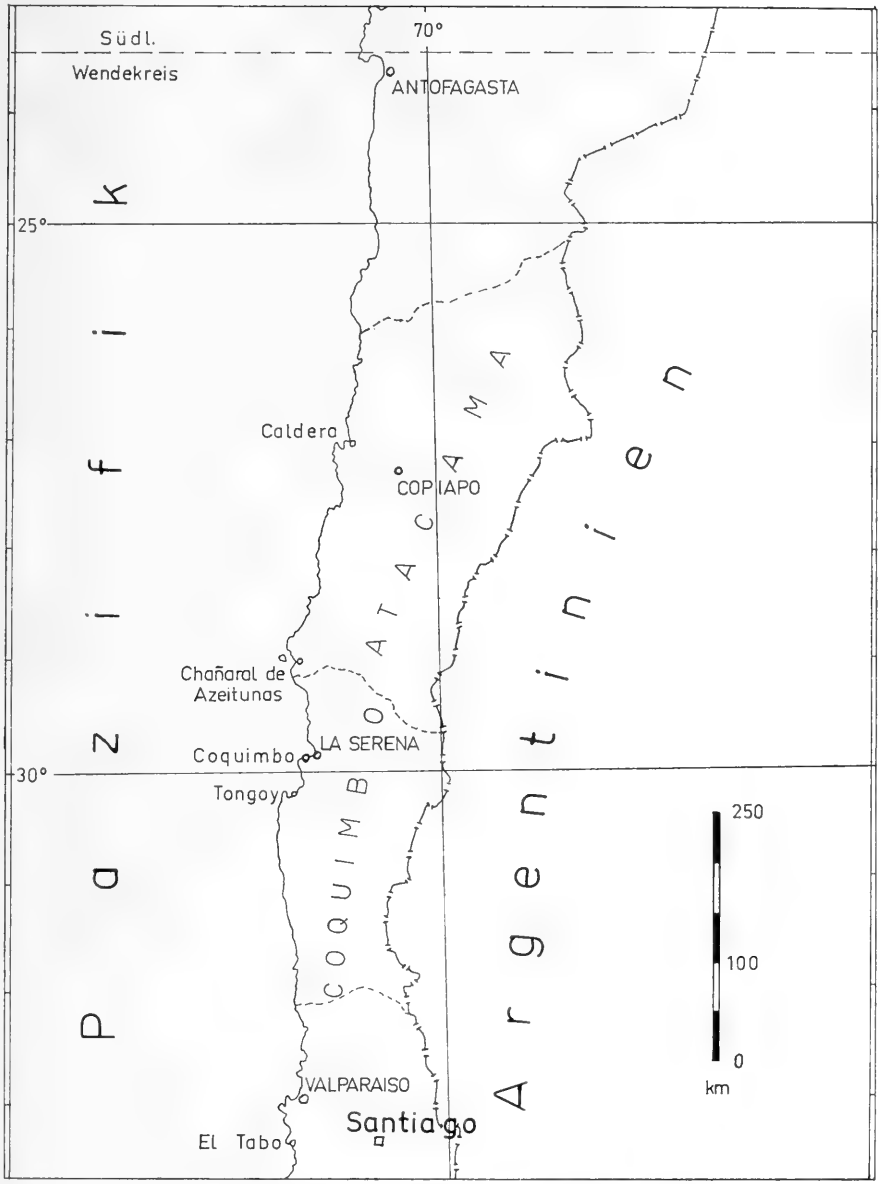


Abb. 1: Die Lage der Fundorte im nördlichen Mittelchile.

zu sein scheinen, findet man die bedeutendste Gruppe unter ihnen, die neue Unterfamilie der Coquimbinae, entlang der ganzen Küste, soweit sie von der Untersuchung erfaßt wird.

Die Erhaltung der Ostracoden ist von Ort zu Ort sehr verschieden. Von Tongoy und Coquimbo liegen hauptsächlich ganze Gehäuse vor, die, besonders in Tongoy, mehr oder minder stark angelöst sind. In Coquimbo lassen sich zwei „Generationen" nach ihrer unterschiedlichen Erhaltungsweise auseinanderhalten: eine ältere, stark korrodierte, zudem etwas großwüchsigere, und eine jüngere wohlerhaltene. Die beste Erhaltung, vorwiegend als Klappen, die noch häufig die Muskeleindrücke deutlich zeigen, findet man in den Proben von Chañaral. Deshalb ist Chañaral auch als Typlokalität für die meisten der hier beschriebenen Arten gewählt worden.

Caldera führt eine ziemlich eigenständige Ostracodenfauna, an der aber die Muskelnarben nur ausnahmsweise beobachtet werden können. Besonders die recht kleinen Coquimbinae n. subfam. lassen dort nur sehr selten die inneren Merkmale erkennen. In dieser Arbeit wurden daher von Caldera nur Arten aufgeführt, die auch in Chañaral oder Coquimbo vorkommen. Andere Gattungen der Coquimbinae treten in Caldera nicht mehr auf, jedoch viele neue Arten und Unterarten, die für stratigraphische und ökologische Überlegungen wichtig sein können und deshalb später gesondert bearbeitet werden sollen.

Das behandelte Material wird in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie aufbewahrt.

Folgende Abkürzungen werden regelmäßig gebraucht:

L = linke Klappe(n)
R = rechte Klappe(n)
G = Gehäuse
DR = Dorsalrippe
VR = Ventralrippe
Lv. = Larve(n)
Pr. = Probe(n)

Die Coquimbinae n. subfam.

D i a g n o s e : Eine Unterfamilie der Hemicytheridae Puri 1953 mit 2 Frontaleindrücken, 3 schrägstehenden unteren und 2 (selten 3) senkrechtstehenden oberen Adductor-Muskeleindrücken. Schloß heterodont. Randwulst und Randbezahnung stets vorhanden.

Die ä u ß e r e n S c h a l e n m e r k m a l e sind nicht so sehr bezeichnend. Sie variieren innerhalb der neuen Unterfamilie beträchtlich und kommen überdies bei vielen anderen Formen der Hemicytheridae und Trachyleberididae ähnlich vor.

Es handelt sich um relativ kleine bis mittelgroße Ostracoden (etwa 0,45 bis 0,68 mm Länge) mit bohnenförmigem, rechteckigem oder trapezförmigem Umriß. Dorsal- und Ventralränder verlaufen meist etwa gerade und einander mehr oder

minder parallel. Der Vorderrand ist breit gerundet, der Hinterrand stumpf-abgerundet-gewinkelt. Das Hinterende ist ebenso wie der vorderste Klappenteil flach.

Typisch für alle zugehörigen Formen ist die Randbezahnung: vorne eine Reihe feiner Kerbzähnchen, die ventral bis in die Mundregion reicht; hinten ein einzelner Zahn auf der dorsalen und 4—7 kräftige Zähne auf der ventralen Hälfte des Hinterrandes.

Alle besitzen auch einen Vorderrandwulst, dem eine parallele Furche hinten anliegt.

Subzentrale Muskelgruben und Augen sind vorhanden, treten aber äußerlich nicht immer als deutliche Erhebungen in Erscheinung. Ausnahmslos sind auch ein vorderes und ein hinteres Schloßohr ausgebildet.

Die Schalenskulptur ist zwar sehr verschieden, jedoch ist vorerst keine Form bekannt, die nicht wenigstens irgendwelche Reste von Gruben oder Maschen aufweist.

Auch der Sexualdimorphismus ist kennzeichnend: Die Weibchen sind gedrungener, gewöhnlich auch länger als die Männchen, und ihre posteroventralen und -dorsalen Ecken treten (außer bei *Nanocoquimba*) stärker hervor.

Die inneren Schalenmerkmale sind ausschlaggebend für die Aufstellung der neuen Unterfamilie und bei allen Angehörigen erstaunlich gleichartig.

Die entscheidenden Kriterien sind die Muskeleindrücke: Hinter den 2, seltener 3 schräg übereinanderstehenden Frontaleindrücken liegt bei allen Vertretern regelmäßig eine ungewöhnliche, bisher bei keiner Ostracodenform bekanntgewordene Gruppe von 5—6 Adductores. 3 davon stehen im unteren hinteren Viertel der Muskelgrube einander parallel, etwa unter 45° zur Längsachse des G. Der mittlere, längste von ihnen kann eingeschnürt oder auch geteilt sein. Im oberen hinteren Viertel der Muskelgrube stehen 2 meist halbmondförmige, nach vorne konkave Eindrücke etwa unter 90° zur Längsachse des G. Der hintere von ihnen kann sogar nach vorne geneigt sein.

Senkrecht über der Muskelgrube liegt ein einzelner rundlicher Fleck etwa auf halbem Wege zum Schloßrand. Eine Gruppe von 3 weiteren dorsalen Muskelflecken wurde unter dem posteromedianen Schloßelement der R beobachtet.

Gleichbleibend bei allen Coquimbinae ist auch der Bau des heterodonten Schlosses: R: ein großer hoher, zylindrischer, selten querverlängerter Vorderzahn auf einem breiten Sockel und mit einem niedrigen, stufenartigen Vorbau. Eine meist sehr große, tiefe anteromediane Grube, die nach hinten flacher wird, um in die posteromediane Furche überzugehen. Diese ist krenuliert und gegen das Schaleninnere hin, mindestens in ihrem mittleren Teil, offen. Der meist relativ kleine plattige, nach oben und hinten gerichtete Hinterzahn fällt vorn und hinten steil ab. Seine Oberfläche ist mit 3—4 Kerben versehen. Innen ist er an seiner Basis meist eingebuchtet.

L: entsprechend große vordere Zahngrube mit einer flachen länglichen Mulde davor. Kräftiger, leicht nach vorne geneigter Vorderzahn, an den die gekerbte Schloßleiste anschließt. Die hintere Schloßgrube ist nierenförmig gebogen.

Die Innenlamelle ist immer breit, und alle pliozänen Vertreter haben ein ausgedehntes vorderes und posteroventrales Vestibulum. Schwankungen ist nur das Verhältnis der Breiten von Verwachsungszone und Vestibulum unterworfen. Die 30—34 geraden, unverzweigten randständigen Porenkanäle des Vorderrandes besitzen vielfach eine erweiterte Basis und schmale Lumina auf der Höhe des flachen Saumes. Hinter der Mundbucht sind es ca. 15—20 einfache, gerade, meist ziemlich breite randständige Porenkanäle.

Die flächenständigen Porenkanäle sind groß und siebartig aus 3—5 Öffnungen zusammengesetzt.

Diskussion

a) Zuordnung

Nach ihrem allgemeinen Aussehen, dem heterodonten Schloß, der breiten Innenlamelle, den siebartigen flächenständigen Porenkanälen und den 2 Frontaleindrücken vor der Adductor-Gruppe im zentralen Muskelfeld kommt nur eine systematische Zuordnung zu den Hemicytheridae Puri 1953 in Frage. Freilich ist in den Diagnosen dieser Familie (Morkhoven 1962, S. 127; Hazel 1967, S. 13) immer nur von einer Vertikalreihe mit 4 Adductores die Rede, deren 2 mittlere sich teilen können. Die auf den ersten Blick recht kompliziert erscheinenden Eindrücke der Adductores bei den Coquimbinae lassen sich jedoch zwanglos auf eine solche vertikale Reihe von 4 länglichen, waagrechtliegenden Flecken zurückführen. Eine mehr oder minder starke Schrägstellung zur Gehäuseachse zeigen auch die Adductores vieler Gattungen anderer Unterfamilien der Hemicytheridae (s. u.). Als erster teilt sich gewöhnlich bei den Hemicytheridae der dorsomediane Adductor, dann erst der ventromediane, während der oberste und unterste meist ungeteilt bleiben (vgl. Bassiouni 1965, S. 511 und Hazel 1967, S. 11). Bei den Coquimbinae liegt nun der hintere der beiden senkrechtstehenden oberen Adductores mit seinem unteren Ende fast immer noch in der rückwärtigen Verlängerung des obersten der 3 unteren Eindrücke, so daß man in beiden ohne weiteres den schon frühzeitig geteilten dorsomedianen Adductor der Hemicytheridae wiedererkennen kann. Wie dies durch fortschreitende Teilung und Senkrechtstellung zustandegekommen sein dürfte, zeigt die gleichlaufende Entwicklung des ventromedianen Eindrucks bei dem vorliegenden Material in zeitlichem Nebeneinander. Hier kommen neben ungeteilten oder nur eingeschnürten ventromedianen Adductores (*Nanocoquimba apiata* n. gen, n. sp.; *Coquimba hartmanni* n. gen., n. sp.) geteilte, aber noch nicht auseinandergerückte (*N. apiata, C. hartmanni, C. hermi* n. sp.), deutlich auseinandergerückte, aber noch in derselben Richtung liegende (*C. labyrinthica* n. sp.) und solche vor, deren hinterer Teil senkrecht gestellt ist und als 3. senkrechter Eindruck hinter den beiden oberen Adductores zu liegen kommt (*Cornucoquimba angulosa* n. gen., n. sp.). Der oberste, ungeteilt gebliebene Adductor der ursprünglichen Vertikalreihe darf in dem vorderen der beiden senkrechtstehenden Adductores gesehen werden. Er steht ja tatsächlich noch über dem vorderen Teil des dorsomedianen Eindrucks.

b) Abgrenzung

Nach Hazel (1967), der den Muskelnarben eine wesentliche Bedeutung beimißt, lassen sich bislang 3 Unterfamilien der Hemicytheridae unterscheiden:

Die Hemicytherinae, zu denen die meisten Gattungen gehören, haben 2 oder 3 Frontaleindrücke, und die mittleren 2 Narben der Adductorenreihe sind gewöhnlich geteilt. Ihre größte Gehäusebreite liegt vor oder in der Mitte des G.

Die Thaerocytherinae haben nur 2 Frontaleindrücke, wobei der untere U-förmig sein kann, und 4 einfache Adductores; allenfalls der dorsomediane Adductor kann geteilt sein. Sie sind etwa rechteckig und kräftig ornamentiert.

Die Campylocytherinae zeigen 1—3 Frontaleindrücke und 4 einfache Adductores. Sie sind glatt oder retikuliert, ohne stärkere Skulptur. Ihre größte Breite liegt hinter der Mitte.

Die Thaerocytherinae und die Campylocytherinae scheiden also aus, da bei ihnen die Adductoren ungeteilt sind, oder höchstens der dorsomediane zweiteilig sein kann. Bei den Coquimbinae ist jedoch der dorsomediane Adductor immer, der ventromediane meistens geteilt. Die Campylocytherinae haben zudem andere äußere Merkmale, wie z. B. das Fehlen der Randbezahnung, die schwächere Skulptur.

Es bleiben so nur die Hemicytherinae für einen Vergleich übrig. Unter ihnen gibt es aber nur sehr wenige Gattungen, die lediglich 2 Frontaleindrücke besitzen: *Hemicythere*, ? *Pokornyella*, *Nephokirkos*, *Absonocytheropteron* und z. T. auch *Muellerina*. Gerade diese Gattungen (mit Ausnahme von *Muellerina*, s. unter „Verwandtschaft" S. 158 f.) haben aber ein völlig anderes Aussehen, was Umriß und Skulptur betrifft. Nach ihrem im allgemeinen etwa rechteckigen Umriß und ihrer starken Skulptur (Randwülste, subzentraler Höcker, Längsrippen, posterodorsale und -ventrale Ausstülpungen) ähneln die Coquimbinae eher den Thaerocytherinae oder sogar den Trachyleberididae (z. B. *Murrayina*, *Pterygocythereis*).

Schließlich ist die Steilstellung der Adductores und ihre ins Auge fallende Aufteilung in eine obere und untere Gruppe ein trennendes Merkmal zwischen allen übrigen Hemicytheridae und der neuen Unterfamilie. Es gibt zwar auch bei den Hemicytherinae einzelne Formen mit extremer Schrägstellung der Adductores, wie z. B. *Hemicytheria folliculosa* (Reuss) nach Pokorný 1955, oder *Muellerina latimarginata* (Speyer) nach Bassiouni 1965. Bei einer Art von *Patagonacythere* stellt sich sogar der oberste Adductor senkrecht und wird halbmondförmig (*P. dubia* [Brady], nach Hazel 1967). Bei einer anderen Art dieser Gattung (*P. devexa* [Müller], nach Benson 1964) rückt der hintere Teil des geteilten dorsomedianen Eindrucks wohl auch hinter den obersten Adductor. Dies sind jedoch immer nur Einzelfälle, und ganz abgesehen davon, daß die erwähnten Homologien zum Großteil in Verbindung mit 3 Frontaleindrücken auftreten, wird auch nie die vollständige charakteristische Anordnung wie bei den Coquimbinae erreicht.

c) Taxonomische Bewertung

Es wäre nun noch zu überlegen, ob man für die neue Formengruppe nicht auch mit einer niedrigeren systematischen Einheit auskommen könnte, also etwa mit einem Tribus oder einer „Gruppe" im Sinne HAZEL's (1967, S. 11, 14). Die „Gruppen" HAZEL's innerhalb der Hemicytherinae unterscheiden sich im wesentlichen durch geteilte oder ungeteilte ventromediane Adductores, durch die Zahl der Frontaleindrücke oder durch den allgemeinen Bau. Es sind also zum großen Teil dieselben Merkmale, wie sie zur Unterteilung der Unterfamilien verwendet werden. Diese Einteilung ist daher nicht immer konsequent und war auch nur provisorisch gedacht. Ob man nun in den Coquimbinae eine neue Unterfamilie oder nur einen Tribus, bzw. provisorisch eine „Gruppe" sehen will, hängt letzten Endes von der Bewertung der Adductorenanordnung ab. Differenzen in der Anordnung der Muskeleindrücke sind aber selbst für die Definition höherer systematischer Einheiten (z. B. Familien) von entscheidender Bedeutung, so daß mir die Aufstellung einer eigenen Unterfamilie gerechtfertigt erscheint.

Nanocoquimba n. gen.

Benennung: nanus (lat.) = Zwerg, wegen der geringen Größe + Coquimbo (s. unter *Coquimba* n. gen.).

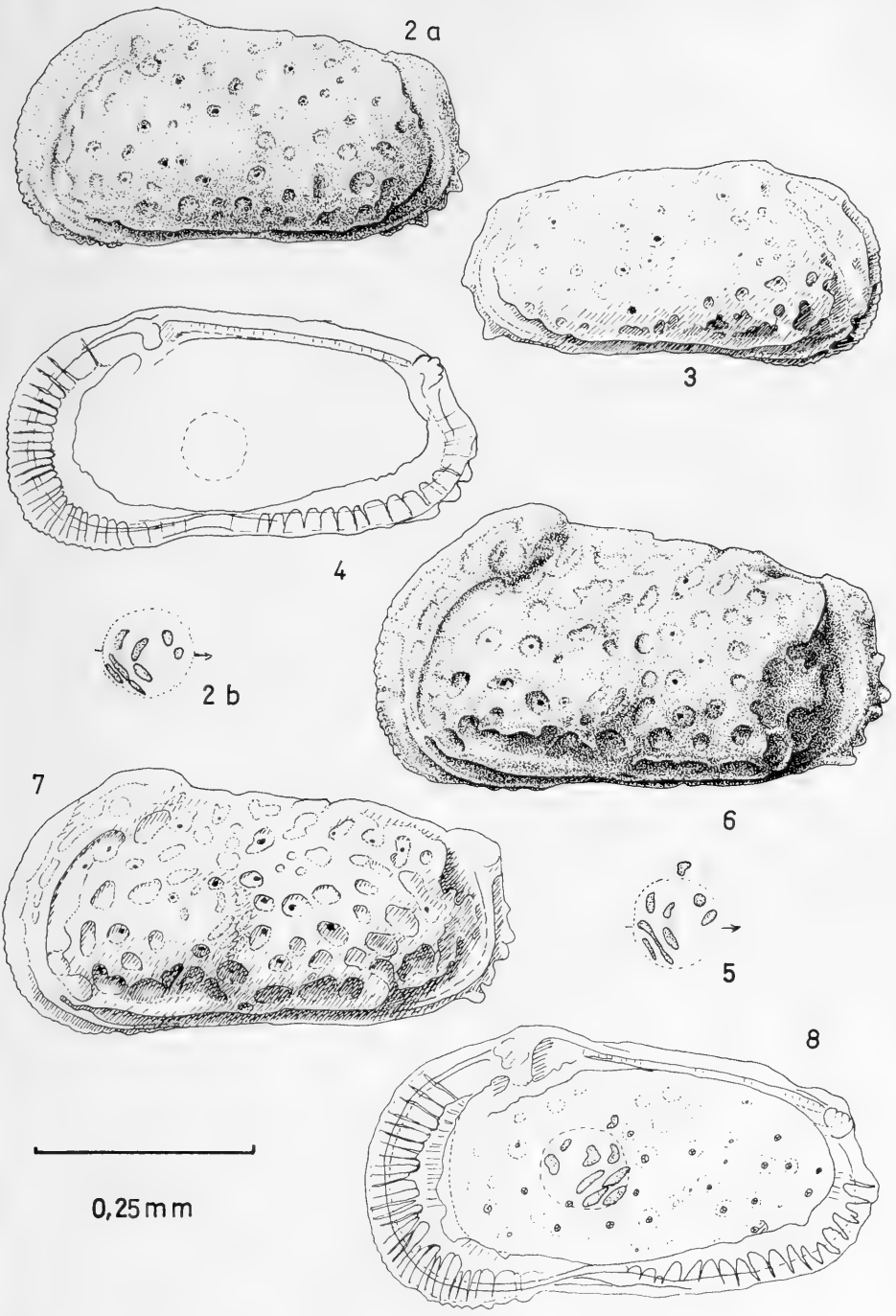
Genotypus: *N. apiata* n. sp.

Diagnose: eine sehr kleine bohnenförmige Gattung der neuen Unterfamilie mit stark gewölbten skulpturarmen Klappen. Ihr fehlen sowohl Augenflekken als auch Ventralrippen und posteroventrale, bzw. -dorsale Fortsätze.

Unterscheidung: Nach ihren typischen Muskeleindrücken ist *Nanocoquimba* leicht von ähnlichen Gattungen der Hemicytherinae zu unterscheiden. Ohne Kenntnis der Muskeleindrücke kann man sie aber mit *Muellerina, Urocythereis* oder *Leguminocythereis* verwechseln. Eine Unterscheidung ermöglicht dann vor allem das Schloß, nachdem *Muellerina* und *Urocythereis* einen langgestreckten, gekerbten rechten Vorderzahn haben. *Urocythereis* und *Leguminocythereis* besit-

---

Abb. 2—5: *Nanocoquimba apiata* n. gen., n. sp.; Chañaral de Azeitunas; Coquimbo-Serie, höheres Pliozän. S. 136).
2 a—b: Holotyp, Ostr. 208, L ♀.
a: Seitenansicht.
b: Muskeleindrücke.
3: Paratyp, Ostr. 209, R ♂.
4: Ostr. 210, R ♀, Innenansicht.
5: Ostr. 211, L ♀, Muskeleindrücke.
Abb. 6—8: *Coquimba hermi* n. gen., n. sp. (Genotyp); Chañaral de Azeitunas; Coquimbo-Serie, höheres Pliozän. S. 138).
6: Holotyp, Ostr. 213, L ♀.
7: Paratyp, Ostr. 214, L ♂.
8: Ostr. 215, R ♀, Innenansicht.


2 a
3
4
2 b
6
7
5
8
0,25 mm

zen keine Randwülste, und alle 3 hemicytherinen Gattungen sind wesentlich größer. Größer ist auch die recht ähnliche *Bensonocythere* Hazel, der im Unterschied zu *Nanocoquimba* zudem eine Randbezahnung, eine flache ventrale Rampe und ein flaches Hinterende fehlen.

Zugehörige Arten: Außer der Typus-Art kenne ich bisher nur noch eine zweite Art von Caldera.

Stratigraphische Verbreitung: Aus dem Pliozän und Pleistozän bekannt.

Nanocoquimba apiata n. gen., n. sp.

Abb. 2—5, 35

Holotypus: L ♀; Slg. München Ostr. 208; Abb. 2 a—b.

Paratypus: R ♂; Slg. München Ostr. 209; Abb. 3.

Material: 21 Exempl. (18 ♀, 3 R ♂) in Pr. 3159. Weiteres Material in Pr. 3158.

Locus typicus: Chañaral de Azeitunas, Pr. 3159.

Stratum typicum: Höheres Pliozän.

Namengebung: apiatus (lat.) = getüpfelt, da die Klappenoberfläche durch die kleinen Gruben getüpfelt aussieht.

Diagnose: eine mit kleinen runden Gruben verzierte Art der Gattung *Nanocoquimba*.

Klappen aufgebläht, oval-bohnenförmig, mit kurzem abgeflachten Hinterende. Vorderrand etwas schief gerundet, mit einer Reihe kleiner zahlreicher Kerbzähnchen, die ventral bis in die Mundgegend reichen. Dorsalrand gerade, dem Ventralrand etwa parallel, nur von dem niedrigen vorderen Schloßohr überragt. Ventralrand schwach konkav. Hinterrand abgerundet, mit senkrechtem dorsalen Teil und konvexem, mit 5 Zähnen besetzten ventralen Teil. Hinterrand der R zugespitzt, dorsal konkav, ventral konvex mit 7 Zähnen in 2 alternierenden Reihen.

Eine flache Rampe zieht vom flachen Hinterende dem Ventralrand entlang und keilt anteroventral auf dem Vorderrandwulst aus. Dieser beginnt ventral vor der Mundregion mit einer schmalen Leiste, wird nach oben breiter und bekommt flache, längliche Gruben auf seinem Rücken. Schließlich geht er anterodorsal in die Klappenoberfläche über. Eine unregelmäßig ausgebuchtete Furche trennt den Vorderrandwulst vom mittleren Klappenteil. Die glatte Klappenoberfläche ist mit rundlichen unregelmäßigen Gruben bedeckt, die an der Ventralkante des gewölbten Klappenteils besonders groß und posterodorsal in diagonalen Reihen angeordnet sind. Der flache subzentrale Höcker ist nur in Dorsalansicht deutlich erkennbar. Posteroventral ist eine schwach ausgebuchtete Ecke angedeutet. Der gewölbte Klappenteil ist hier, wie auch zum Hinterende durch eine steile Kante abgegrenzt. Ein Augenfleck tritt äußerlich nicht in Erscheinung, innen liegt aber unter dem vordersten Schloßelement eine Augengrube. Dorsalseite sehr schmal.

Schloß: R: vorne hoher, schmaler, spitzer Zahn, mit einem nach vorne abfallenden, niedrigen, vorgelagerten Ansatz. Anteromediane Grube kreisrund, dahinter, posteromedian, sehr flache und ventral offene, undeutlich gekerbte Furche, die

erst im hinteren Drittel deutlicher wird. Hinterzahn groß, schräg nach oben hinten gerichtet, vorn und hinten steil abfallend, innen eingebuchtet, auf seiner Oberfläche gekerbt. L: entsprechend nach vorne durch seichte Mulde verlängerte vordere Schloßgrube.

Muskeleindrücke: Am unteren Hinterrand der weiten Muskelgrube steht ein länglicher Adductoreindruck sehr schräg zur Gehäuseachse. Davor und parallel dazu ein 2. längerer, zuweilen eingeschnürter oder gar zweiteiliger (Holotyp) und in einigem Abstand ein wieder kürzerer dritter. Über diesen 3 liegen 2 senkrechte halbmondförmige kurze, breite Eindrücke, der hintere manchmal noch etwa in der Richtung der 3 unteren, der vordere aber nach vorne geneigt. 2 ziemlich hoch liegende Frontaleindrücke schräg übereinander.

Innenlamelle: Vorne sehr breit, mit breiter Verwachsungszone, ventral und hinten schmaler. Randständige Porenkanäle etwa gerade, unverzweigt, aber zuweilen (anterodorsal) mit breiter Basis oder (anteroventral) mit Lumina in der Gegend des schwachen Saumes. Anterodorsal stehen sie isolierter, anteroventral dichter. Vorne sind es bis zur Mundbucht 30—31. Hinten und ventral nur wenige breite. Vorne und posteroventral ein deutliches Vestibulum.

Flächenständige Porenkanäle siebartig mit 3—4 Öffnungen.

Sexualdimorphismus: Die Männchen sind etwas schlanker.

Maße: L ♀ (Holotyp): 0,51 mm Länge; 0,28 mm Höhe.

R ♂ (Paratyp): 0,48 mm Länge; 0,25 mm Höhe.

Coquimba n. gen.

Benennung: nach der mittelchilenischen Provinz Coquimbo, in der die Fundpunkte Tongoy und Coquimbo liegen und die etwa bis Chañaral hinaufreicht. Der Name bietet sich zudem an, da die Proben aus der Coquimbo-Formation (höheres Pliozän) stammen.

Genotypus: *C. hermi* n. sp.

Diagnose: Eine etwa rechteckige Gattung der neuen Unterfamilie mit gewölbten, aber seitlich abgeflachten Klappen, die mehr oder minder starke, rückwärts gerichtete, innen hohle posteroventrale und posterodorsale Ausstülpungen tragen, welche aber nicht flügelartig aus der Seitenfläche hervorragen. Eine deutliche Ventralrippe ist in der vorderen Hälfte der Klappen immer vorhanden.

Unterscheidung: Zwar kommen in Caldera auch bei Formen von *Coquimba labyrinthica* n. sp. seitlich vorstehende flügelartige Fortsetzungen an der posteroventralen Ausstülpung vor, doch reicht die eigentliche, innen hohle Ausstülpung nicht wie bei *Cornucoquimba* n. gen. bis in die Flügel hinein.

Sofern die charakteristischen Muskeleindrücke nicht beobachtet werden können, erkennt man diese Gattung meist an ihren posteroventralen und -dorsalen Ausstülpungen, der flachen Rampe am Ventralrand und der Randbezahnung. Äußerlich sehr ähnlich mit manchen Arten von *Coquimba* (*C. bicostata* n. sp.) ist *Thaerocythere,* die aber, abgesehen von 4 ungeteilten Adductores und weniger randständigen Porenkanälen, am Hinterrand keine kräftigen Zähne besitzt.

Vermutlich wurde *Coquimba* von HARTMANN (1962) für *Hermanites* gehalten. Diese Gattung sieht äußerlich in der Tat recht ähnlich aus. Sie hat aber nach PURI (1953) einen glatten Hinterzahn; ihre VR geht zudem von vorne bis hinten gerade durch und springt hinten so weit aus der Seitenfläche vor, daß die Ventralseite pfeilförmig erscheint. Sie hat immer eine DR. Nach diesen unterscheidenden Merkmalen gehören die Arten *firma* HARTMANN und *cecalovici* HARTM. zu *Coquimba* n. gen. Leider sind die Muskelflecken dieser beiden rezenten Arten nur ganz unvollständig bekannt, so daß eine endgültige Entscheidung augenblicklich noch nicht möglich ist. HARTMANN konnte bei *C. firma* (1962, S. 255) „nur 4 längliche in schräg-vertikaler Reihe" beobachten und zeichnete bei *C. cecalovici* einen unteren Adductor unter etwa 45° zur Gehäuseachse und einen oberen, nach vorne konkav gekrümmten, etwa senkrecht stehenden (S. 258, Abb. 224). VAN DEN BOLD (1968, S. 66; Taf. 4, Fig. 3) hat auch die Art *hornibrooki* PURI zu *Hermanites* gestellt, die, soweit es die Abb. erkennen läßt, keine DR hat und eine VR aufweist, die der von *Coquimba* n. gen. sehr ähnlich sieht. Ohne Kenntnis der Muskeleindrücke läßt sich hier nichts entscheiden.

Manche Arten, die zur Gattung *Bradleya* gerechnet werden, könnten ebenfalls äußerlich mit *Coquimba* verwechselt werden. Etwa *„Bradleya" schencki* (LE ROY) und *„Bradleya"* cf. *schencki* bei BENSON (1959, S. 63; Taf. 9, Fig. 8). Dieser Form fehlen aber die kräftigen Hinterrandzähne von *Coquimba,* und das Schloß würde nach den Abbildungen bei LE ROY (1943, Taf. 58, Fig. 13—14) eher für *Muellerina* sprechen. Die Gattung *Bradleya* s. str. unterscheidet man aber von *Coquimba* n. gen. auch ohne Kenntnis der inneren Merkmale leicht an Hand ihrer viel kräftigeren, durchgehenden, flügelartigen und mit 6 Gruben versehenen VR, der deutlichen DR und des stumpferen Hinterendes (vgl. MORKHOVEN 1963, S. 158 ff.).

Quadracythere schließlich ist relativ kürzer, hat keinen subzentralen Höcker und einen schwächeren Vorderrandwulst.

Zugehörige Arten:

C. hermi n. sp.
C. labyrinthica n. sp.
C. piscicula n. sp.
C. fornicata n. sp.
C. hartmanni n. sp.
C. bicostata n. sp.
? *C. firma* (HARTM.)
? *C. cecalovici* (HARTM.)

Zahlreiche weitere Arten und Unterarten im Pliozän von Caldera. Stratigraphische Verbreitung: Pliozän bis Pleistozän, sehr wahrscheinlich bis rezent.

Coquimba hermi n. gen., n. sp.

Abb. 6—8, 36

Holotypus: L ♀; Slg. München Ostr. 213; Abb. 6.

Paratypus: L ♂; Slg. München Ostr. 214; Abb. 7.

Material: 22 Exempl. (14 ♀, 8 ♂) in Pr. 3158. Weiteres Material in Pr. 3159.

Locus typicus: Chañaral de Azeitunas, Pr. 3158.

Stratum typicum: Höheres Pliozän.

Namengebung: nach Herrn Dr. D. Herm, dem ich das vorliegende Material verdanke.

Diagnose: Eine schlanke Art von *Coquimba* n. gen. mit deutlicher Grubenskulptur und gerader, in der hinteren Hälfte doppelter VR.

Etwa rechteckig. Vorderrand etwas schief gerundet, mit einer Reihe feinster Kerbzähnchen auf der vor allem anteroventral stark entwickelten Außenleiste, die bis in die Mundregion reicht. Dorsalrand gerade, nach hinten etwas abfallend und vom vorderen Schloßohr überragt. Ventralrand etwa gerade, in der Mundgegend leicht konkav, hinten ansteigend. Hinterende flach, kurz und stumpf abgerundet. Schwache Ecke zwischen Ventral- und Hinterrand, dessen unterer konvexer Teil mit 4—5 nach hinten gerichteten Zähnen, dessen oberer gerader steil abfallender Teil nur mit 1 Zähnchen besetzt ist.

Dem Ventralrand entlang verläuft eine schmale, flache Rampe vom Hinterende bis vorne, wo sie ein Stück nach oben biegt und auf dem hier noch schmalen Vorderrandwulst bis zu einer dünnen, leistenartigen Verbindung von Vorderrandwulst und VR reicht. Der Vorderrandwulst wird nach oben breiter, gabelt sich etwas unter der halben Höhe (auf der R über der halben Höhe) in 2 schmale Rippen, die durch feine Querleisten verbunden sind und bis zum flachen Augenhöker führen. Die Furche hinter dem Vorderrandwulst reicht bis unter den Augenfleck hinauf. Eine weitere, unregelmäßig begrenzte, aus mehreren verschmolzenen Gruben gebildete Furche verläuft über der vorderen Hälfte der kräftigen, geraden VR, die sich nach der halben Länge in 2 Rippen spaltet: in eine gerade untere und eine leicht nach oben gekrümmte obere. Beide Äste enden auf der bei den Weibchen kräftigen und innen hohlen posteroventralen Ausstülpung in 2 miteinander verbundenen Kanten. Den Männchen fehlt die posteroventrale Ausstülpung; hinter dem relativ weit vorne liegenden Ende der VR folgt ein Einschnitt, dann setzt sich die Grubenskulptur fort. Den Männchen fehlt ebenso die schwache, gebogene DR und die starke, hohle posterodorsale Ecke der Weibchen. Vielmehr reicht die grobe, weitlumige Grubenskulptur bei ihnen bis auf das Hinterende, während bei den Weibchen der steilere rückwärtige Abfall des mittleren Klappenteils fast glatt und mit einem schwachen Knoten besetzt ist. Der flache subzentrale Höcker geht vorne stufenlos in die Klappenoberfläche über. Dem Hinterrand parallel zieht ein schmaler leistenartiger Wulst.

Schloß: R: hoher zylindrischer Vorderzahn auf breiter Basis, mit flachem Vorbau. Tiefe, nach hinten seichter werdende anteromediane Grube mit anschließender flacher, schwach krenulierter Furche. Hinterzahn plattenartig, schräg nach hinten oben gerichtet, mit gekerbter Oberfläche und leichter Einbuchtung in der Mitte der Innenseite. L: Vordergrube mit flacher Verlängerung nach vorn. Vorderzahn nach hinten allmählich zur krenulierten Leiste abfallend, welche bis in die hintere Zahngrube hineinreicht.

Muskeleindrücke: Im vorderen oberen Viertel der Muskelgrube 2 Frontal-

eindrücke schräg übereinander, der untere meist eingeschnürt. 3 schrägstehende parallele Adductores im hinteren unteren Viertel der Muskelgrube. Zweitunterster geteilt, aber noch eng zusammenhängend, so daß die Teilung nur im Durchlicht erkennbar ist. 2 obere halbmondförmige, senkrechtstehende, einander parallele Eindrücke von Adductores.

Innenlamelle vorne und posteroventral sehr breit. Ziemlich breite Verwachsungszone mit vorne ca. 30—32 geraden, unverzweigten, auf der Höhe des Saumes mit länglichen Lumina versehenen randständigen Porenkanälen, die oft eine stark verbreiterte Basis besitzen. Vorne und posteroventral ein gut entwickeltes Vestibulum, das gestreift erscheint (? Rinnen auf der Innenseite, die aber nicht den Kanälen entsprechen, oder einfach Umkristallisationserscheinungen).

Flächenständige Porenkanäle siebartig, aus 2—4 Öffnungen zusammengesetzt, je 1 (selten 2) in einer Grube der Skulptur.

Starker Sexualdimorphismus, so daß man Gefahr läuft, die Geschlechter verschiedenen Arten zuzuordnen (s. o. Skulpturunterschiede). Männchen schlanker, ohne posteroventrale und -dorsale Ausstülpungen.

Maße: L ♀ (Holotyp): 0,59 mm Länge; 0,34 mm Höhe.

L ♂ (Paratyp): 0,58 mm Länge; 0,30 mm Höhe.

Beziehungen: Ähnlich ist *Coquimba fornicata* n. sp. von Coquimbo. Jedoch liegt ihr Vorderrandwulst weiter vorn, ihr subzentraler Höcker ist stärker entwickelt, und die VR ist in ihrer hinteren Hälfte einfach. Dem posteroventralen Klappenteil fehlen die Gruben, und der Umriß dieser Art ist gedrungener.

Coquimba hartmanni n. sp. hat einen einfachen Vorderrandwulst, einen kräftigeren subzentralen Höcker, und die VR verläuft hinten nicht gerade, sondern ist in Knoten und Gruben aufgelöst. Die Skulptur besteht bei dieser Art aus Maschen statt aus Gruben.

Coquimba labyrinthica n. gen., n. sp.

Abb. 9—10, 13—14

Holotypus: L ♀; Slg. München Ostr. 217; Abb. 9, 14

Paratypus: L ♂; Slg. München Ostr. 218; Abb. 10

Material: 70 Exempl. (21 ♂, 49 ♀) in Pr. 3159. Weiteres Material in Pr. 3158 und 3160 von Chañaral und von Caldera.

Locus typicus: Chañaral de Azeitunas, Pr. 3159.

Stratum typicum: Höheres Pliozän.

Namengebung: nach den labyrinthisch gewundenen Furchen und Rippen der Skulptur.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Coquimba* n. gen. mit unregelmäßig gewunden Furchen und Rippen, die der Schalenskulptur ein labyrinthisches Aussehen verleihen.

Etwa rechteckig. Vorderrand ziemlich gleichmäßig gerundet, mit einer Reihe feiner Kerbzähnchen, die ventral bis zur Mundbucht reichen. Dorsalrand gerade, nur wenig vom vorderen und hinteren Schloßohr überragt. Ventralrand leicht

konkav, etwa dem Dorsalrand parallel, nach hinten etwas ansteigend. Hinterrand der L breit gerundet, im oberen Teil gerade, steil abfallend, im unteren konvex und mit 5—6 Zähnchen in 2 Reihen besetzt. Hinterrand der R zugespitzt, dorsal konkav, ventral konvex mit 7—8 in 2—3 Reihen angeordneten Zähnen.

Vom kurzen Hinterende zieht eine schmale, flache Rampe dem Ventralrand entlang bis zur anteroventralen Ecke, wo sie etwas auf den Vorderrandwulst hinaufführt. Dieser beginnt als dünne Leiste in der Mundregion, wird rasch breiter, vorn und hinten durch einen steilen Abfall hervorgehoben und auf seiner Oberfläche mit flachen Mulden versehen, um in der dorsalen Hälfte mit der Schalenoberfläche zu verschmelzen. Unten reicht an ihn eine dünne Verlängerung der VR heran. Die VR verläuft unter dem gewölbten Klappenteil als Wulst und endet hinten in einem Knoten unter der innen hohlen posteroventralen Ausstülpung. Hinter dem Vorderrandwulst und über der vorderen Hälfte der VR zieht ein breiter, nach innen unregelmäßig begrenzter und in die geschwungenen Furchen der labyrinthischen Klappenskulptur übergehender Graben entlang. Im hinteren Drittel wird die Skulptur undeutlicher und verschwindet zuweilen, vor allem posteroventral, ganz. Posterodorsal schließt eine ohrförmig gebogene flache Rippe den gewölbten Klappenteil ab. Subzentraler Höcker und Augenfleck flach und unscheinbar. Dorsalseite ziemlich schmal.

Die größere L greift nur mit den beiden Schloßohren etwas auf die R über.

Schloß: R: Vorderzahn sehr hoch, zylindrisch, mit einem halb so hohen Vorbau, vor dem noch eine dritte niedrige Stufe stehen kann. Anteromediane Grube rund. Posteromediane Furche sehr flach. Hinterzahn mäßig breit, nach oben und außen gerichtet, vorn und hinten steil abfallend, auf seiner Oberfläche krenuliert. L: Der vorderen Grube ist eine flache Mulde für den Vorbau des Vorderzahns der R vorgelagert. Schloßleiste fein krenuliert.

Muskeleindrücke: Am Hinterrand der Muskelgrube stehen zuunterst ein sehr schmaler länglicher, darüber ein langer zweiteiliger und ein 3. kurzer breiter Eindruck schräg übereinander. Über dem vordersten von ihnen folgt ein relativ großer halbmondförmiger, senkrechtstehender, nach vorne offener Eindruck und dahinter, am oberen Hinterrand der Grube, ein ebenfalls gekrümmter, leicht nach vorne geneigter Fleck. Die Frontalgruppe besteht aus zwei großen rundlichen bis dreieckigen, schräg übereinander stehenden Eindrücken. Dorsal von der Grube auf halbem Weg zum Dorsalrand ein weiterer rundlicher Muskelfleck.

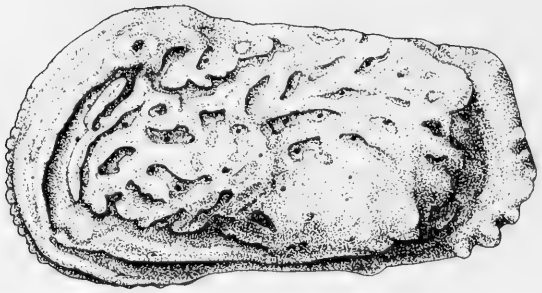
Innenlamelle: Vorne und posteroventral sehr breit. Verwachsungszone jedoch nur mäßig breit mit vorne ca. 30—32 geraden, unverzweigten randständigen Porenkanälen, die unter dem Saum zuweilen Lumina führen. Das Vestibulum ist vorne und posteroventral sehr breit, meist aber ausgebrochen.

Die flächenständigen Porenkanäle siebförmig, aus ca. 4 Öffnungen zusammengesetzt.

Sexualdimorphismus sehr deutlich: Männchen schlanker. Ihre posteroventralen Ausstülpungen viel schwächer als bei den Weibchen.

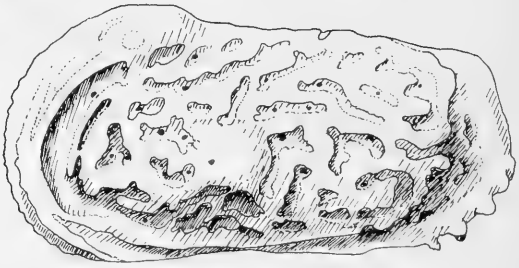
Maße: L ♀ (Holotyp): 0,58 mm Länge; 0,31 mm Höhe.

L ♂ (Paratyp): 0,56 mm Länge; 0,28 mm Höhe.

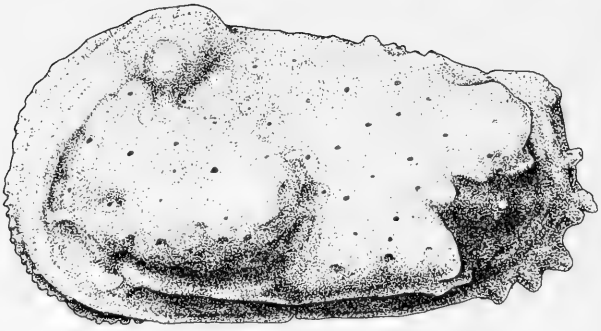


9

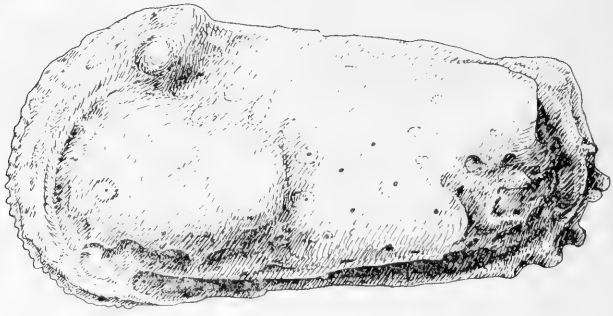
10



11



0,3 mm



12

Beziehungen: Die Art ist durch ihre Skulptur eindeutig gekennzeichnet. Im Umriß, im Bau von Vorderrandwulst, VR, subzentralem Höcker, posteroventralen und -dorsalen Fortsätzen und auch in der Anordnung der Gruben bzw. Furchen ergeben sich jedoch deutliche Verbindungen zu *C. hermi* n. sp., die durch die Zweiteilung des zweituntersten Adductors bestätigt werden.

Coquimba piscicula n. gen., n. sp.

Abb. 11—12, 15

Holotypus: L ♀; Slg. München Ostr. 220; Abb. 11.

Paratypus: L ♂; Slg. München Ostr. 221; Abb. 12, 15.

Material: 17 Exempl. (7 ♂, 9 ♀, 1 Lv.) in Pr. 3159. Weiteres Material in Pr. 3158 und 3157.

Locus typicus: Chañaral de Azeitunas, Pr. 3159.

Stratum typicum: Höheres Pliozän.

Namengebung: piscicula (lat.) = Fischchen, da die posteroventralen und -dorsalen Fortsätze wie die Schwanzflosse eines Fischchens aussehen.

Diagnose: Eine glattschalige Art der Gattung *Coquimba* n. gen. mit langen, gegeneinander versetzten posteroventralen und -dorsalen Ausstülpungen, die nur von einer schmalen Furche getrennt werden.

Fast rechteckig. Vorderrand nur wenig schief, mit kleinen Kerbzähnchen, die bis auf die Ventralseite herabreichen. Dorsalrand gerade bis schwach konvex, parallel zum geraden bis leicht konkaven Ventralrand. Obere Hälfte des Hinterrandes gerade und steil, mit einem Zähnchen, untere Hälfte leicht konvex mit fünf kräftigen Zähnen, von denen zwei eng zusammen unter der stumpfen Spitze stehen.

Eine flache Rampe verbindet das kurze Hinterende entlang dem Ventralrand mit der breiten Furche, die hinter dem Vorderrandwulst bis zum Augenfleck hinaufführt. Der kräftige Vorderrandwulst beginnt in der Mundregion und läuft, sich verbreiternd und flacher werdend, dicht hinter dem Vorderrand bis zum Augenfleck hinauf. Die Klappenoberfläche ist glatt und stark aufgewölbt. Nur vor und unter dem subzentralen Höcker, entlang der VR sowie hinter dem Augenfleck und auf dem rückwärtigen Abfall zum Hinterende sind mehr oder minder deutlich einige Gruben ausgebildet. Die VR macht auf ihrer

---

Abb. 9—10: *Coquimba labyrinthica* n. gen., n. sp.; Chañaral de Azeitunas; Coquimbo-Serie, höheres Pliozän. (S. 140).
9: Holotyp, Ostr. 217, L ♀.
10: Paratyp, Ostr. 218, L ♂.
Abb. 11—12: *Coquimba piscicula* n. gen., n. sp.; Chañaral de Azeitunas; Coquimbo-Serie, höheres Pliozän. (S. 143).
11: Holotyp, Ostr. 220, L ♀.
12: Paratyp, Ostr. 221, L ♂.

halben Länge einen Knick nach oben und endet mit einer breiten, hohen, hornartigen, zweiendigen Ausstülpung. Noch breiter und größer ist der flügelartige posterodorsale Auswuchs, der etwas hinter dem posteroventralen liegt. Zwischen den beiden charakteristischen Vorsprüngen haben auf dem Abfall zum Hinterende gerade noch zwei kleine Knoten Platz. Der flache subzentrale Höcker wird nach hinten und unten von einer seichten Furche begrenzt. Dem Hinterrand entlang zieht ein schmaler Wulst.

Beide Klappen sind etwa gleich groß.

Schloß: R: Vorderzahn sehr kräftig, querverlängert und mit einem niedrigen Vorbau, leicht nach vorne gekrümmt. Da der große Vorderzahn der L ebenfalls nach vorne gebogen ist, reicht die tiefe anteromediane Grube in der R bis unter den Vorderzahn. In die seichte Furche der R paßt die krenulierte Leiste der L, an deren Vorderende 2—3 kleine Zähnchen stehen. Der hintere Schloßzahn steht schräg nach oben und hinten, seine Innenseite ist in der Mitte eingebuchtet.

Die Muskeleindrücke sind nur sehr schwach und kaum zu sehen. Man erkennt jedoch sicher die 3 schrägstehenden unteren Adductores: Der unterste ist nach oben konkav gekrümmt, der folgende am längsten und zweigeteilt, der oberste nach unten gebogen. In seiner rückwärtigen Verlängerung liegt der leicht nach vorne gekippte hintere obere Adductor. Der davor liegende senkrechte Eindruck ist nach vorne konkav gekrümmt. Die 2 Frontaleindrücke sind groß, der untere V-förmig, mit großem vorderen Ast und kürzerem schmäleren hinteren Ast. Der obere ist zuweilen zweigeteilt.

Innenlamelle vorne und posteroventral breit. Mäßig breite Verwachsungszone mit vorne ca. 32—34 geraden, unverzweigten randständigen Porenkanälen, die innerhalb vom Saum längliche Lumina aufweisen. Vorderes und posteroventrales breites Vestibulum (oft ausgebrochen), das zuweilen gestreift erscheint.

Große siebartige flächenständige Porenkanäle.

Auffallender Sexualdimorphismus, indem bei den schlanken Männchen die mächtige Ausstülpung an der posterodorsalen Ecke gegenüber der nur schwächer entwickelten posteroventralen weiter zurückversetzt ist. Außerdem erscheint das Hinterende mehr abgerundet.

Maße: L ♀ (Holotyp): 0,64 mm Länge; 0,35 mm Höhe.

L ♂ (Paratyp): 0,65 mm Länge; 0,33 mm Höhe.

Beziehungen: Im Gesamthabitus ergeben sich Anklänge an *C. hermi* n. sp., von der *C. piscicula* aber an Hand ihrer glatten Oberfläche, der einfachen VR und der gegeneinander versetzten posteroventralen und -dorsalen Fortsätze leicht zu unterscheiden ist.

Coquimba fornicata n. gen., n. sp.

Abb. 16—17, 21—22

Holotypus: G ♀; Slg. München Ostr. 222; Abb. 21.
Paratypus: G ♂; Slg. München Ostr. 223; Abb. 22.
Material: 20 Exempl. (5 ♂, 13 ♀, 2 Lv.) in Pr. 3157.
Locus typicus: Coquimbo, Pr. 3157.
Stratum typicum: Höheres Pliozän.
Namengebung: fornicatus (lat.) = gewölbt, wegen der starken Wölbung der Klappen.

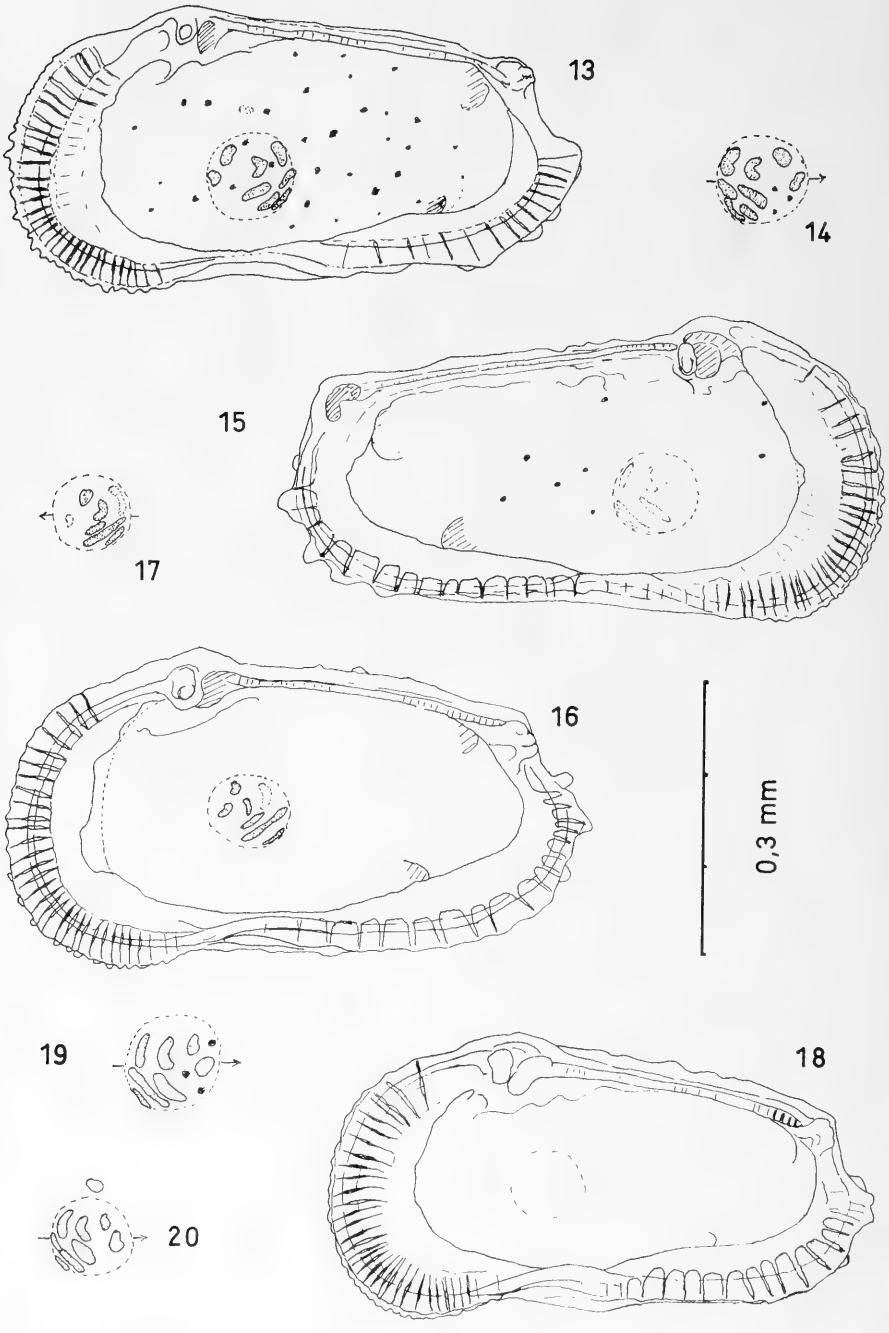
Diagnose: Eine stark gewölbte retikulierte Art der Gattung *Coquimba* n. gen. mit tiefliegender schwacher VR, die im hinteren Teil flach und undeutlich wird. Auf der kaum vorspringenden posteroventralen Ecke sitzen nur 2 sehr kleine Knoten.

Etwa rechteckig bis trapezoedrisch. Dorsalrand leicht konvex, vom vorderen Schloßohr überragt, nach hinten etwas abfallend. Ventralrand gerade. Vorderrand hoch und leicht schief, mit feinen Kerbzähnchen oder auch kurzen, dünnen, zylindrischen Zähnchen besetzt, die ventral bis in die Mundregion reichen. Hinterrand unter der Spitze konvex mit 4 kräftigen Zähnen, darüber gerade, steil abfallend mit einem Zahn.

Die VR liegt sehr tief und läuft dem Ventralrand parallel. Vorne ist sie als schwache Rippe ausgebildet, die durch einen schmalen Steg mit dem Vorderrandwulst verbunden ist; hinten setzt sie nur als einfache abgerundete Kante den stark gewölbten mittleren Klappenteil von der flachen, schmalen Rampe am Ventralrand ab. An ihrem nur wenig hervorgehobenen Ende stehen 2 rückwärts gerichtete Knoten. Der schmale Vorderrandwulst beginnt weit vor der Mundregion und verläuft dicht hinter dem Vorderrand bis zum Augenfleck hinauf. Hinter ihm folgt eine breite, aber seichte Rinne, die in Maschen unterteilt ist. Auf der schmalen, etwas hervortretenden posterodorsalen Ecke biegt sich eine kurze Rippe U-förmig nach vorne. Die stark gewölbte Klappenoberfläche, aus der der kleine subzentrale Höcker kaum aufragt, ist von einem Maschenwerk bedeckt, das aber hinter dem subzentralen Höcker undeutlicher wird. Auf dem flachen rückwärtigen Abfall des gewölbten Klappenteils sitzen 2 Knoten auf halber Höhe.

Schloß: R: Sehr starker hoher Vorderzahn, dorsal verlängert und leicht abfallend; davor eine niedrige Treppe. Anteromediane Grube schmal, vorne am tiefsten und querverlängert. Schloßfurche krenuliert. Hinterzahn plattig, schräg nach oben und hinten gerichtet, median eingebuchtet, ? krenuliert.

Muskeleindrücke: Am unteren Hinterrand der Muskelgrube steht ein kurzer, länglicher Eindruck etwa unter 45° zur Gehäuseachse. Darüber, parallel, ein sehr langer Fleck, dessen vorderes verbreitertes Ende den Unterrand der Muskelgrube erreicht. Der dritte parallele Fleck ist kurz und schmal. In seiner hinteren Verlängerung folgt das untere Ende des langen hinteren oberen Adductors, der


13
14
15
17
16
0,3 mm
19
18
20

halbmondförmig gebogen nach oben zu dicker wird. Der vordere obere Adductoreindruck scheint relativ viel kleiner zu sein. Von den 2 Frontaleindrücken liegt der eine weit vorn, der andere, nach hinten konkav gekrümmte, folgt etwas schräg darüber.

Innenlamelle: vorne und posteroventral breit. Verwachsungszone an diesen Stellen sehr breit, vorne mit ca. 30—32 geraden, unverzweigten randständigen Porenkanälen, die innerhalb des Saumes zu länglichen Lumina erweitert sind. Vorne und posteroventral schmale Vestibula.

Flächenständige Porenkanäle groß, vermutlich siebartig.

Sexualdimorphismus deutlich, da die Männchen schlanker sind, posterodorsale und -ventrale Ecken bei ihnen noch weniger vortreten, während die Skulptur hinter dem subzentralen Höcker deutlicher ist als bei den Weibchen.

Maße: G ♀ (Holotyp): 0,61 mm Länge; 0,35 mm Höhe.
G ♂ (Paratyp): 0,60 mm Länge; 0,34 mm Höhe.

Beziehungen: *C. fornicata* läßt sich am ehesten mit *C. hermi* n. sp. vergleichen, unterscheidet sich aber von ihr durch den einfachen, schmalen, weiter vorne liegenden Vorderrandwulst, die einfache und schwächer entwickelte VR und durch die weniger hervortretenden posterodorsalen und -ventralen Ecken. Die Klappen sind auch stärker gewölbt und gedrungener.

C. hartmanni n. sp. besitzt eine kräftigere VR, die sich in der hinteren Hälfte in zwei Knotenreihen auflöst, größere posteroventrale und -dorsale Fortsätze und eine anders angeordnete Maschenskulptur, die auch hinter dem subzentralen Höcker deutlich zu erkennen ist.

C. bicostata n. sp. schließlich, die ebenfalls retikuliert ist, erkennt man leicht an ihrer DR.

Abb. 13—14: *Coquimba labyrinthica* n. gen., n. sp.; Chañaral de Azeitunas; Coquimbo-Serie, höheres Pliozän. (S. 140).
13: Ostr. 219, R ♀, Innenansicht.
14: Holotyp, Ostr. 217, L ♀, Muskeleindrücke.
Abb. 15: *Coquimba piscicula* n. gen., n. sp.; Chañaral de Azeitunas; Coquimbo-Serie, höheres Pliozän. S. 143).
Paratyp, Ostr. 221, L ♂, Innenansicht.

Abb. 16—17: *Coquimba fornicata* n. gen., n. sp.; Coquimbo; Coquimbo-Serie, höheres Pliozän. (S. 145).
16: Ostr. 224, R ♀, Innenansicht.
17: Ostr. 225, R ♂, Muskeleindrücke.

Abb. 18—20: *Coquimba hartmanni* n. gen., n. sp.; Chañaral de Azeitunas; Coquimbo-Serie, höheres Pliozän. (S. 148).
18: Ostr. 228, R ♂, Innenansicht.
19: Paratyp, Ostr. 227, L ♀, Muskeleindrücke.
20: Holotyp, Ostr. 226, L ♂, Muskeleindrücke.

Coquimba hartmanni n. gen., n. sp.

Abb. 18—20, 23—24, 37

Holotypus: L ♂; Slg. München Ostr. 226; Abb. 20, 24.

Paratypus: L ♀; Slg. München Ostr. 227; Abb. 19, 23.

Material: 17 Exempl. (8 ♂, 9 ♀) in Pr. 3158. Weiteres Material in Pr. 3159.

Locus typicus: Chañaral de Azeitunas, Pr. 3158.

Stratum typicum: Höheres Pliozän.

Namengebung: nach Herrn Dr. G. HARTMANN, der die rezenten Ostracoden Chiles bearbeitet hat.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Coquimba* n. gen. mit einheitlicher Maschenskulptur, deren VR im hinteren Teil in 2 Reihen von Knoten und Gruben aufgelöst ist.

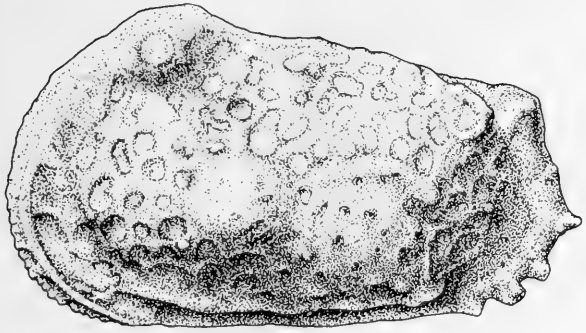
Trapezförmig (♀) bis fast rechteckig (♂). Dorsalrand schwach konvex, bei den Männchen kaum, bei den Weibchen deutlich nach hinten abfallend, vom vorderen Schloßohr überragt. Ventralrand gerade, mit einem Vorsprung bei der halben Gehäuselänge. Vorderrand hoch, schief, mit einer Reihe feiner Kerbzähnchen, die bis in die Mundregion reichen. Hinterrand über der Spitze leicht konkav, fast senkrecht, mit einem Zahn; darunter konvex mit 4—5 kräftigen Zähnen.

Die flache Rampe entlang dem Ventralrand verschwindet fast ganz unter der herabgezogenen VR, deren vordere Hälfte als schwache Rippe ausgebildet ist, deren hintere Hälfte aber in zwei parallele unregelmäßige Knotenreihen aufgelöst ist. Die VR endet mit 2 nach hinten gerichteten kurzen Dornen. Der schmale rippenartige Vorderrandwulst beginnt über der Mundregion und führt zum Augenfleck hinauf. Die breite Furche hinter dem Vorderrandwulst wird von 6 feinen Leisten in Maschen unterteilt und endet unter dem Augenfleck. Die Klappenoberfläche wird, außer dem hohen, breiten, runden subzentralen Höcker, von einem unregelmäßigen weitmaschigen Netzwerk bedeckt, auf dessen Schnittpunkten, besonders vor dem flachen Abfall des subzentralen Höckers, Knoten und Stacheln sitzen. Über der vorderen VR sind die Maschen besonders groß,

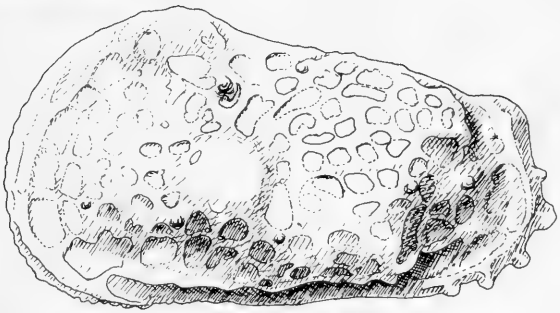
---

Abb. 21—22: *Coquimba fornicata* n. gen., n. sp.; Coquimbo; Coquimbo-Serie, höheres Pliozän. (S. 145).
21: Holotyp, Ostr. 222, G ♀.
22: Paratyp, Ostr. 223, G ♂.

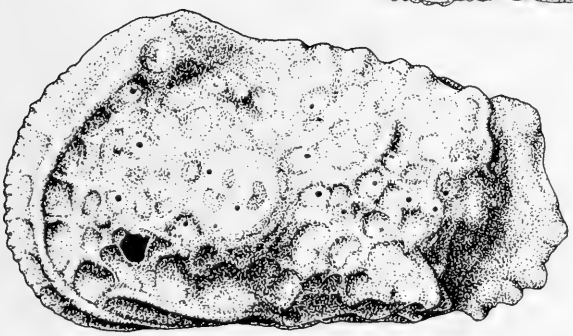
Abb. 23—24: *Coquimba hartmanni* n. gen., n. sp.; Chañaral de Azeitunas; Coquimbo-Serie, höheres Pliozän. (S. 148).
23: Paratyp, Ostr. 227, L ♀.
24: Holotyp, Ostr. 226, L ♂.



21

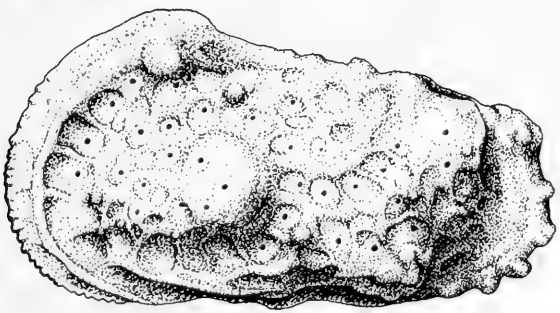


22



0,3 mm

23



24

und um den subzentralen Höcker sind sie in einer ringförmigen Einschnürung angeordnet. Auffallend ist die immer gleich ausgebildete, zunächst waagrechte, dann nach oben gebogene Maschenreihe hinter dem subzentralen Höcker. Zwei kräftige Warzen stehen am Abfall des gewölbten Klappenteils zum nicht ornamentierten Hinterende und einige kleine Knoten am Dorsalrand. Auf der posterodorsalen Ecke verläuft eine scharfe, senkrechte, leicht gebogene Rippe, die unten mit einer dreieckigen Gabelung endet. Die posterodorsale Ecke ist ebenso wie die posteroventrale innen hohl und bei den Weibchen stärker ausgeprägt als bei den Männchen.

Schloß: R: Auf einer pyramidenförmigen Basis ein hoher zylindrischer Vorderzahn mit einem kurzen vorderen Absatz. Große, etwas nierenförmige anteromediane Grube, aus der die flache, nach innen kaum abgegrenzte, krenulierte Schloßfurche hervorgeht. Hinterzahn nach oben und schräg hinten gerichtet, schmal und krenuliert, innen in der Mitte eingebuchtet. L.: Schloßleiste deutlich krenuliert, wobei die Kerben vorne stärker werden.

Muskeleindrücke: Adductor-Gruppe mit 3 unteren langen, parallelen, schrägstehenden Eindrücken, wobei der mittlere der längste ist und in ein längeres vorderes und ein kürzeres hinteres Stück geteilt sein kann, sowie 2 breiten, senkrechtstehenden, halbmondförmigen Flecken darüber. Zwei Frontaleindrücke schräg übereinander.

Innenlamelle vorne sehr breit, posteroventral breit. Breite Verwachsungszone mit vorne 30—34 geraden, unverzweigten, auf der Höhe des Saumes mit kleinen Lumina versehenen, randständigen Porenkanälen. Ein vorderes und posteroventrales Vestibulum.

Flächenständige Porenkanäle siebartig.

Deutlicher Sexualdimorphismus: Männchen schlanker mit weniger hervortretenden Posterodorsal- und Posteroventralecken.

Maße: L ♂ (Holotyp): 0,60 mm Länge; 0,33 mm Höhe.
L ♀ (Paratyp): 0,61 mm Länge; 0,35 mm Höhe.

Beziehungen: Am nächsten kommt dieser Art *Coquimba bicostata* n. sp., die aber im Umriß gedrungener und mehr rechteckig erscheint. Ihre VR ist zwar in der hinteren Hälfte ebenfalls doppelt, jedoch nicht in Knoten aufgelöst. Eine einfache Unterscheidung ermöglicht auch die breite, deutliche DR von *C. bicostata*.

Die Unterschiede zu *C. fornicata* n. sp. wurden schon bei deren Beziehungen erläutert.

Coquimba bicostata n. gen., n. sp.

Abb. 25—26

Holotypus: G ♀; Slg. München Ostr. 230; Abb. 25.

Paratypus: R ♂; Slg. München Ostr. 231; Abb. 26.

Material: 48 Exempl. (15 ♂, 31 ♀, 2 Lv.) in Pr. 3157. Ähnliche Formen von Caldera.

Locus typicus: Coquimbo, Pr. 3157.

Stratum typicum: Höheres Pliozän.

Namengebung: bi- (lat.) = zwei-, costatus (lat.) = berippt, da zwei Rippen, eine DR und eine VR, ausgebildet sind.

Diagnose: Eine gedrungene, mit Gruben bedeckte Art der Gattung *Coquimba* n. gen. mit konvexem Dorsal- und Ventralrand und deutlicher DR.

Vorderrand hoch, schief gerundet. Ventralrand leicht konvex. Dorsalrand infolge der nach oben gebogenen DR deutlich konvex, vom vorderen Schloßohr überragt. Hinterrand im unteren Teil konvex, mit vier kräftigen Zähnen; oberer Teil fast senkrecht vom großen hinteren Schloßohr abfallend.

Der einfache breite Vorderrandwulst wird nach oben nur wenig verbreitert und führt zum deutlich hervorgehobenen Augenfleck hinauf. Hinter dem Wulst folgt eine Furche, die von sehr feinen Leistchen in Maschen unterteilt wird. Die kräftige, wulstartige, gebogene VR spaltet sich in der hinteren Hälfte in zwei schwächere Rippen auf, die am Ende, auf der vorgewölbten, innen hohlen Posteroventralecke hakenförmig nach oben umbiegen und knotig verdickt sind. Die untere der beiden Rippen ist knotig. Ebenso biegt die breite, nach oben gewölbte DR auf der hohlen Posterodorsalecke hakenförmig nach unten, wobei ihr senkrecht stehendes Stück etwas abgesetzt und verdickt ist. Zwischen DR und vorderem Schloßohr erhebt sich am Dorsalrand ein niedriger Centrodorsalfortsatz. Der konische subzentrale Höcker ist verhältnismäßig schmal. Die Oberfläche ist bis auf das Hinterende mit Gruben bedeckt, die vielfach so groß werden, daß ein Netzwerk entsteht.

Die breite Dorsalseite ist konkav zwischen die Dorsalrippen eingesenkt.

Schloß: Die Vorderzähne sind besonders kräftig. Die krenulierte Schloßfurche der R ist breit und vertieft.

Muskeleindrücke: Von den 3 unteren parallelen, schrägstehenden Adductores ist der mittlere zweiteilig und reicht mit seinem kleineren oberen Abschnitt bis hinter die beiden senkrecht stehenden, halbmondförmigen oberen Adductores hinauf. Die 2 Frontaleindrücke liegen schräg übereinander.

Innenlamelle vorne und posteroventral breit. Verwachsungszone vorne mäßig breit mit 30—32 geraden, unverzweigten randständigen Porenkanälen, die unter dem Saum kleine Lumina aufweisen. Deutliche Vestibula vorne und posteroventral (vorderes im Durchlicht gestreift).

Flächenständige Porenkanäle siebartig.

Sexualdimorphismus: Deutliche Größenunterschiede; die Männchen sind kleiner und schlanker, ihre posteroventrale Ecke ist jedoch wie bei den Weibchen ausgebildet.

Maße: G ♀ (Holotyp): 0,60 mm Länge; 0,36 mm Höhe.
R ♂ (Paratyp): 0,59 mm Länge; 0,34 mm Höhe.

Beziehungen ergeben sich zu *Coquimba hartmanni* n. sp. Die Unterschiede sind dort aufgezeigt.

Cornucoquimba n. gen.

Benennung: cornu (lat.) = Horn, Auswuchs; wegen der hornartigen posteroventralen und -dorsalen Auswüchse.

Genotypus: *Cc. aligera* n. sp.

Diagnose: Eine stachelige, knotenreiche Gattung der neuen Unterfamilie mit kaum gewölbten Klappen, die über dem Ende der deutlichen VR große, horn- bis flügelartige, innen hohle Fortsätze tragen, welche weit aus der Seitenfläche hervorragen. Sie besitzt eine DR und eine kräftige posterodorsale Ausstülpung.

Unterscheidung: Diese Gattung sieht äußerlich der trachyleberidinen *Pterygocythereis* Blake sehr ähnlich. Hartmann (1962, S. 160 ff.) hat deshalb auch die aller Wahrscheinlichkeit nach zu *Cornucoquimba* n. gen. gehörende rezente Art *irregularis* Hartm. zu *Pterygocythereis* gestellt, da ihm die Muskeleindrücke nicht bekannt waren. Diese weisen *Cornucoquimba* eindeutig als Angehörige der neuen Unterfamilie aus. Schon äußerlich kann man *Pterygocythereis* an ihren stärkeren Vorderrandzähnen, dem weiter vorne (unter dem subzentralen Höcker) beginnenden, längeren ventralen Flügel und dem Fehlen der posterodorsalen, innen hohlen Ausstülpung von *Cornucoquimba* unterscheiden.

Zugehörige Arten:

Cc. aligera n. sp.
Cc. angulosa n. sp.
? *Cc. irregularis* (Hartm.)
und einige Unterarten von Caldera.

Stratigraphische Verbreitung: Pliozän bis sehr wahrscheinlich rezent.

Cornucoquimba aligera n. gen., n. sp.

Abb. 27—30, 38

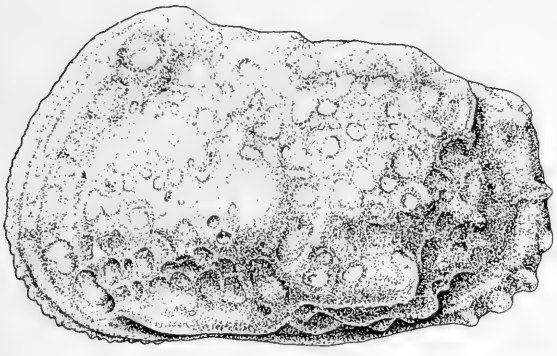
Holotypus: G ♀; Slg. München Ostr. 232; Abb. 27, 38.

Paratypus: L ♂; Slg. München Ostr. 233; Abb. 28.

Material: 12 Exempl. (5 ♀, 7 ♂) in Pr. 3158. Weiteres Material in Pr. 3159 und aus Caldera.

Abb. 25—26: *Coquimba bicostata* n. gen., n. sp.; Coquimbo; Coquimbo-Serie, höheres Pliozän (S. 150).
25: Holotyp, Ostr. 230, G ♀.
26: Paratyp, Ostr. 231, R ♂, Innenansicht.

Abb. 27—28: *Cornucoquimba aligera* n. gen., n. sp. (Genotyp); Chañaral de Azeitunas; Coquimbo-Serie, höheres Pliozän (S. 152).
27: Holotyp, Ostr. 232, G ♀.
28: Paratyp, Ostr. 233, L ♂.



0,3 mm

25

26

27

28

Locus typicus: Chañaral de Azeitunas, Pr. 3158.

Stratum typicum: Höheres Pliozän.

Namengebung: aligerus (lat.) = geflügelt, nach den flügelartigen posteroventralen und -dorsalen Fortsätzen.

Diagnose: Eine glattschalige Art der Gattung *Cornucoquimba* n. gen. mit großen, langen, spitz zulaufenden posteroventralen und -dorsalen Flügelfortsätzen und schwacher VR.

Vorderrand hoch, etwas schief gerundet, mit einer Reihe Kerbzähnchen, die bis auf die Ventralseite herabreichen. Dorsalrand gerade, etwas abfallend, vom hohen, nach hinten hornartig verlängerten vorderen Schloßohr und von der DR überragt. Ventralrand wellig gebogen, mit einer größeren Einbuchtung in der Mundregion und einer kleineren vor dem Hinterende. Oberer Teil des Hinterrandes leicht konkav, steil vom stachelbewehrten hinteren Schloßohr abfallend, mit einem Zähnchen über der stumpfen Spitze. Unterer Teil konvex, mit vier starken und ungewöhnlich langen, an ihren Enden gespaltenen Zähnen.

Hinter dem breiten, von seichten Mulden bedeckten Vorderrandwulst, der in der Mundregion schmal und kantig beginnt und am flachen Augenhöcker endet, verläuft eine mäßig breite Furche, die nur unvollständig in Maschen unterteilt wird. Die VR beginnt über dem unteren Vorderrandwulst, wird über der Mundbucht sehr flach und dünn und endet unter dem großen dreieckigen, hohlen, nach hinten gerichteten posteroventralen Flügel, unter dem, am Hinterrand des Flügels, noch ein 2. lappiger Fortsatz liegt. Der hohe, schmale, konische subzentrale Höcker liegt tief (unter der halben Gehäusehöhe), fällt nach hinten und unten steil ab, nach vorne aber allmählich mit einem langen, schmalen Rücken. Die DR beginnt etwa bei der halben Gehäuselänge in der Seitenfläche, zieht als Rippe nach hinten zum Dorsalrand hinauf und bildet einen hohen kammartigen Wulst, über dessen Vorderende ein kleiner Dorn steht. Er fällt nach hinten steil ab und ist durch einen Steg mit dem folgenden tieferliegenden, innen hohlen, dreieckigen, hornartigen, nach schräg hinten gerichteten posterodorsalen Fortsatz verbunden. Die Klappenoberfläche ist glatt. Nur um den subzentralen Höcker liegen einige Gruben. Auf dem rückwärtigen Abfall des gewölbten Klappenteils stehen hintereinander zwei Knoten.

Schloß: R: Der kräftige, hohe, zylindrische Vorderzahn hat eine kurze, niedrige Vorstufe, der in der L eine flache Mulde über der Augenhöhle, vor der vorderen Schloßgrube entspricht. Die große anteromediane Zahngrube der R geht hinten in die krenulierte, in ihrem mittleren Teil kaum nach innen abgegrenzte Schloßfurche über. Der Hinterzahn ist schwächer als der vordere, plattig, schräg nach hinten oben gerichtet, gekerbt und innen median eingebuchtet.

Muskeleindrücke: Die Gruppe der 3 unteren Adductores liegt nicht mehr genau parallel: Der unterste ist weit an den oberen Hinterrand der Grube heraufgerückt und reicht zuweilen bis hinter die 2 oberen Adductores. Der mittlere der 3 unteren Eindrücke ist nach wie vor der längste und steht etwa unter 45° zur Gehäuseachse. In der rückwärtigen Verlängerung des 3. folgt

der hintere der beiden senkrechtstehenden oberen Adductores. Dieser liegt am Hinterrand der Muskelgrube und ist mit seinem oberen, weit hinaufreichenden Ende nach vorne geneigt. Die beiden Frontaleindrücke stehen schräg übereinander, wobei der untere mehr oder minder deutlich zweigeteilt ist. Ein einzelner Eindruck liegt über der Muskelgrube und eine Gruppe von 3 Eindrücken unter dem posteromedianen Schloßelement.

Innenlamelle vorn und posteroventral breit. Breite Verwachsungszone mit ca. 30 geraden, unverzweigten randständigen Porenkanälen, die schmale Lumina auf der Höhe des Saumes führen. Vorne und posteroventral ein breites, aber niedriges Vestibulum, das innen gefurcht erscheint.

Flächenständige Porenkanäle siebartig.

Sexualdimorphismus: Die Männchen sind deutlich schlanker und tragen nicht so mächtige posteroventrale Ausstülpungen wie die Weibchen.

Maße: G ♀ (Holotyp): 0,66 mm Länge; 0,39 mm Höhe.
L ♂ (Paratyp): 0,61 mm Länge; 0,34 mm Höhe.

Beziehungen: Nach dem äußeren Aussehen und vielen inneren Merkmalen (breite Innenlamelle mit 39 geraden, unverzweigten randständigen Porenkanälen mit schmalen Lumina, Bau des Schlosses mit hohem zylindrischem Vorderzahn mit Vorstufe, krenulierter Furche und Leiste, kleinem schrägen, krenuliertem Hinterzahn und tiefe Lage der Muskelgrube) stimmt *Cc. aligera* n. sp. weitgehend mit ? *Cc. irregularis* (Hartm.) überein. Hartmann gibt freilich kein breites Vestibulum an. Außerdem sind nach Hartmann auch die beiden Vorderzähne krenuliert, was *Cc. aligera* n. sp. nicht zeigt. Weitere Unterschiede sind die Knoten der Schalenoberfläche von *Cc. irregularis*, während bei *Cc. aligera* stattdessen Reste von Gruben erkennbar sind. Die DR erscheint bei der rezenten Art weniger geschlossen, mehr in Einzelfortsätze aufgelöst. Nach den Maßen zu urteilen, ist *Cc. irregularis* auch schlanker (niedriger bei größerer Länge) und hat einen etwas stärkeren Sexualdimorphismus als die neue Art aus dem Pliozän.

Cornucoquimba angulosa n. gen., n. sp.

Abb. 31—34

Holotypus: L ♀; Slg. München Ostr. 236; Abb. 33.

Paratypus: R ♂; Slg. München Ostr. 237; Abb. 34.

Material: 10 Exempl. (9 ♀, 1 ♂) in Pr. 3158. Weiteres Material aus Pr. 3159 (aus der auch der Paratyp stammt).

Locus typicus: Chañaral de Azeitunas, Pr. 3158.

Stratum typicum: Höheres Pliozän.

Namengebung: angulosus (lat.) = kantig, nach den kantigen Fortsätzen und Rippen dieser Art.

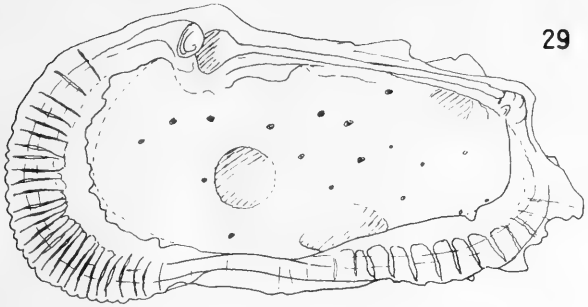
Diagnose: Eine retikulierte Art der Gattung *Cornucoquimba* n. gen. mit breiten, kurzen posteroventralen und -dorsalen Flügelfortsätzen und kräftiger VR.

Vorderrand hoch, nur wenig schief, mit einer Reihe feiner Kerbzähnchen, die bis in die Mundgegend reicht. Dorsalrand vom vorderen Schloßohr, dem sich ein hinterer Augenfortsatz anschließt, vom breiten Centrodorsalfortsatz und der in Knoten und Stacheln gegliederten DR überragt. Ventralrand der L gerade, rechts konvex. Steile, konkave obere Hälfte des Hinterrandes mit 2—3 Zähnchen am hinteren Schloßohr und einem größeren Zahn über der stumpfen Spitze. Unterer Teil konvex, mit 4 starken Zähnen.

Die sehr schmale Rampe, die das flache Hinterende entlang dem Ventralrand mit dem vorderen Klappenteil verbindet, wird von der starken, weit vorstehenden VR fast verdeckt. Diese beginnt im vorderen Drittel der Klappe als kräftige, nach unten gebogene Rippe und ist auf der hinteren Klappenhälfte mehr oder minder in große Knoten aufgelöst. Sie endet mit einem doppelten breiten, zuweilen lappigen Fortsatz. Über diesem hinteren Teil ragt eine breite, flügelartige, kantig begrenzte Ausstülpung der Seitenfläche vor, die kurz hinter dem subzentralen Höcker anfängt und fast die ganze posteroventrale Ecke bedeckt. Der kantig-rippenartige Vorderrandwulst beginnt etwas vor der Mundregion, läuft flacher und breiter werdend bis zum Augenfleck hinauf und wird von einer Reihe kleiner Knötchen gekrönt, die auf den Enden der feinen Rippen sitzen, welche die nach hinten anschließende breite Furche in 6—7 nach unten größer werdende Maschen unterteilen. Der ganze gewölbte Klappenteil wird von einer kräftigen, aber unregelmäßigen Retikulation bedeckt. Auf den Schnittpunkten der Leisten sitzen vor dem subzentralen Höcker 5, hinter dem Augenhöcker ein bis zwei und auf dem hinteren Abfall des gewölbten Klappenteils hintereinander 2 kräftige Knoten. Ein weiterer Knoten liegt auf dem vorderen Teil des posteroventralen Flügelfortsatzes. Der breite subzentrale Höcker fällt allseits steil ab; nach vorne und unten wird er sogar von einer überstehenden Kante begrenzt. Seine nach hinten ansteigende Oberfläche ist, vor allem am Hinterrand, mit unregelmäßigen Knoten bestückt. Die DR beginnt unterhalb des Centrodorsalfortsatzes in der Seitenfläche mit einem großen, runden Knoten, zieht kantig werdend schräg aufwärts und verläuft dann kammartig waagrecht. Nach einem senkrechten Abfall schließt sich auf der posterodorsalen Ecke ein mit Knoten und Rippen bedeckter, senkrechtstehender, flügelartiger Fortsatz eng an.

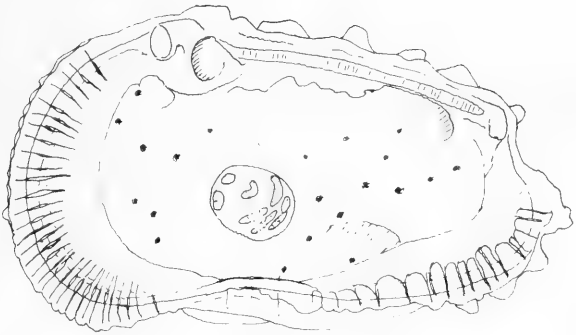
Abb. 29—30: *Cornucoquimba aligera* n. gen., n. sp. (Genotyp); Chañaral de Azeitunas; Coquimbo-Serie, höheres Pliozän (S. 152).
29: Ostr. 234, R ♂, Innenansicht.
30: Ostr. 235, R ♂, Muskeleindrücke.

Abb. 31—34: *Cornucoquimba angulosa* n. gen., n. sp.; Chañaral de Azeitunas; Coquimbo-Serie, höheres Pliozän (S. 155).
31: Ostr. 238, R ♀, Innenansicht.
32: Ostr. 239, L ♀, Muskeleindrücke.
33: Holotyp, Ostr. 236, L ♀.
34: Paratyp, Ostr. 237, R ♂.



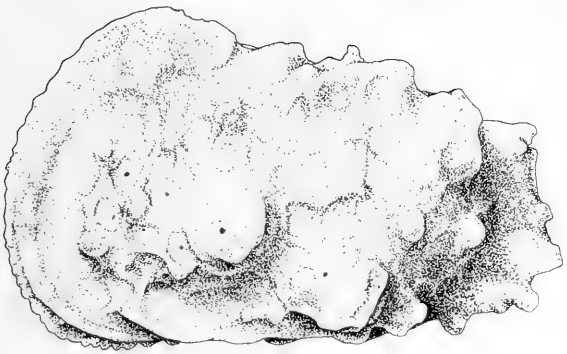
29

30



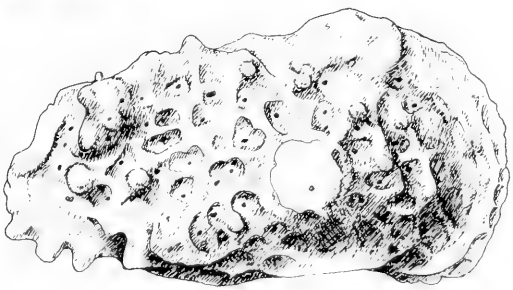
31

32



0,3 mm

33



34

Schloß: R: Der hohe, kräftige, zylindrische Vorderzahn sitzt auf einer breiten, pyramidenförmigen Basis mit einem deutlichen stufenartigen Vorbau. Er paßt in die vordere Zahngrube der L, der sich über der Augenhöhle vorne eine flachere längliche Grube anschließt. Auch der Vorderzahn der L ist kräftig, aber breiter, knopfartig und etwas nach vorne gekrümmt. Schloßleiste und -furche sind krenuliert. Der Hinterzahn der R ist verglichen mit den Vorderzähnen klein, plattenförmig, ? krenuliert und schräg nach oben und hinten gerichtet.

Muskeleindrücke: Die Gruppe der Adductores besteht aus 3 nicht ganz parallelen, schrägstehenden unteren und 3 oberen senkrechtstehenden Eindrükken. Der schmale hinterste von den 3 unteren liegt ebenso wie der hinterste der 3 oberen Eindrücke am Rand der tiefen Muskelgrube. Der lange zweitunterste Adductor liegt an der hinteren Grubenwand, und in seiner Verlängerung folgt über ihm der hinterste der 3 oberen Adductores. Der vorderste der oberen Eindrücke bildet ein nach vorne offenes U. Die beiden großen Frontaleindrücke stehen dicht übereinander. Ein weiterer Eindruck zwischen Muskelgrube und Schloß.

Innenlamelle vorne und posteroventral sehr breit, mit breiter Verwachsungszone und gut ausgebildetem Vestibulum. Die 30—32 geraden, unverzweigten randständigen Porenkanäle haben innerhalb vom Saum längliche Lumina. Das Vestibulum erscheint gestreift, wodurch eine Verlängerung der Porenkanäle vorgetäuscht wird.

Die flächenständigen Porenkanäle sind siebartig.

Sexualdimorphismus: Die Männchen sind kleiner und schlanker und tragen weniger starke posteroventrale und -dorsale Fortsätze als die Weibchen.

Maße: L ♀ (Holotyp): 0,61 mm Länge; 0,37 mm Höhe.

R ♂ (Paratyp): 0,56 mm Länge; 0,30 mm Höhe.

Beziehungen: Von *Cc. aligera* n. sp. läßt sich diese Art leicht durch die Retikulation, den schmäleren Vorderrandwulst, den breiteren abgeflachten subzentralen Höcker, die kräftigere VR und die breiteren posteroventralen und -dorsalen Fortsätze unterscheiden.

Verwandtschaft

a) der neuen Unterfamilie:

In den hier untersuchten Proben des höheren Pliozäns weist die Unterfamilie bei einer schon großen Vielfalt und Differenzierung eine solche abgeschlossene Eigenheit auf, daß eine längere vorausgehende Entwicklung angenommen werden muß. Solange die früheren Angehörigen noch nicht bekannt sind, bleibt aber jede Überlegung über ihre Herkunft spekulativ. Es gibt jedoch eine Gattung, in deren Nähe man möglicherweise die Entstehung der Coquimbinae n. subfam. vermuten könnte.

In mancher Hinsicht scheint mir die schon sehr alte Gattung *Muellerina* (nach Hazel 1967, S. 21: paleozän bis rezent) recht ähnlich zu sein. Sie hat nicht nur den etwa rechteckigen Gehäuseumriß, die Grubenskulptur, den Randwulst, einen

subzentralen Höcker und bei manchen Arten auch Andeutungen von posteroventralen und -dorsalen Ecken (*M. abyssicola* [SARS]) mit den Coquimbinae gemeinsam, sondern auch manche inneren Merkmale sind vergleichbar. Die Verwachsungszone ist ähnlich, und meist ist ein Vestibulum ausgebildet. Das Schloß allerdings ist grundverschieden (ein krenulierter langer Vorderzahn, keine Krenulation der Furche/Leiste bei *Muellerina).* Aus den Muskeleindrücken dieser Gattung könnten durchaus die der Coquimbinae abgeleitet werden: Es sind 2 Frontaleindrücke vorhanden, deren unterer aus 2 eng benachbarten Flecken gebildet werden kann, wie dies auch bei den Coquimbinae vorkommt. Die mittleren 2 der 4 schrägstehenden Adductores können bei jüngeren Formen von *Muellerina* zweigeteilt und die Hälften gegeneinander verschoben sein (BASSIOUNI 1965, S. 509).

Dieser Gattung muß in jedem Fall eine eigene, vermittelnde Position zwischen Hemicytherinae und Thaerocytherinae im Sinne HAZEL's (1967) eingeräumt werden, wenn man die älteren Formen berücksichtigt, die zwei Frontaleindrücke und einen ungeteilten ventromedianen Adductor besitzen (BASSIOUNI 1965, S. 511). Auch die äußere Form ist typisch thaerocytherin. Erst die rezenten Arten kann man mit HAZEL (1967) ohne Zwang zu den Hemicytherinae stellen.

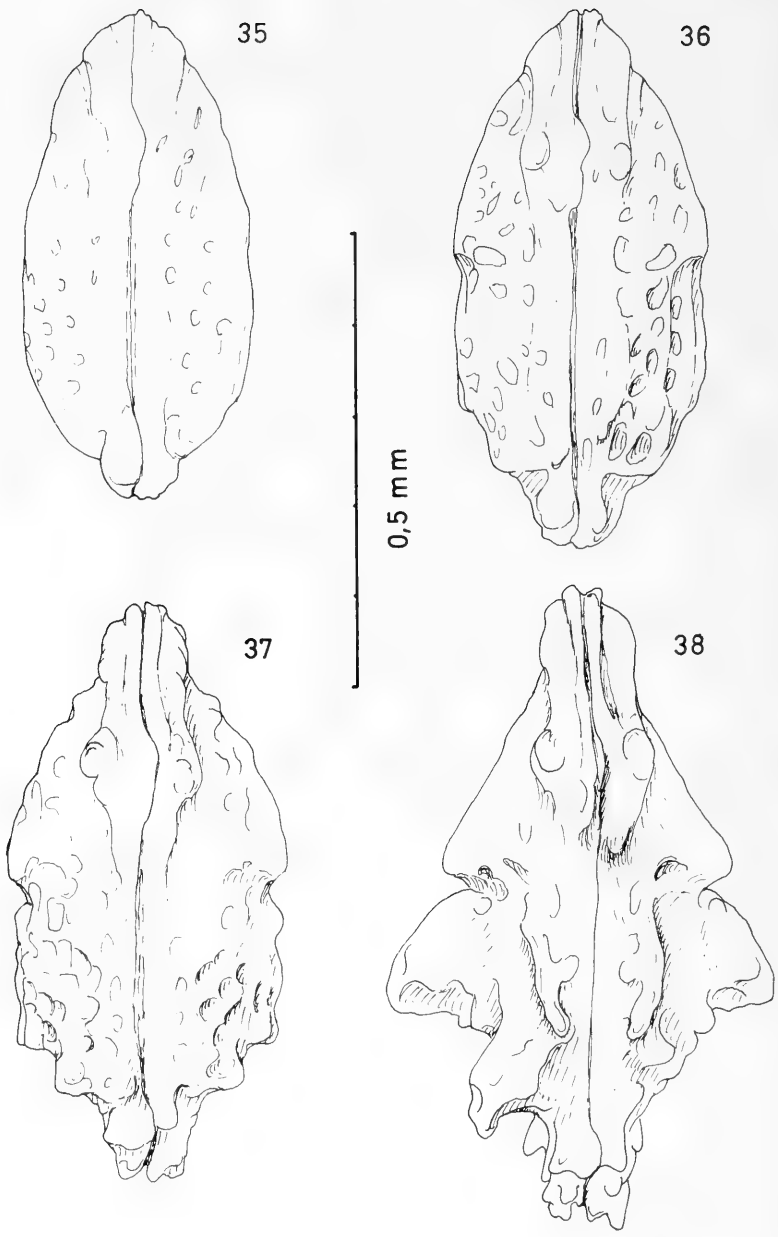
b) der Gattungen und Arten:

Es wurde (S. 132) schon angedeutet, daß sich bei den Adductor-Muskelnarben eine schrittweise Komplizierung von *Nanocoquimba apiata* n. gen., n. sp. über *Coquimba hermi* n. gen., n. sp. (und ähnliche Formen) bis zu *Cornucoquimba angulosa* n. gen., n. sp. feststellen läßt, die auf einer Entwicklung des ventromedianen Adductors beruht, welche der vorausgegangenen Entwicklung des dorsomedianen Adductors entspricht. Man kann nun außerdem an Hand von zahlreichen Skulpturdetails Zusammenhänge erkennen, die auf dieselben Beziehungen hinauslaufen.

N. apiata stellt wohl die am wenigsten differenzierte Form der ganzen Unterfamilie dar. So ist sie besonders klein und hat den Gesamthabitus noch mit sehr vielen Hemicytheridae gemeinsam.

C. hermi und auch *C. labyrinthica* übernehmen von *N. apiata* den breiten, in seinem oberen Teil mit Gruben besetzten Vorderrandwulst, auf den ventral eine auskeilende Furche heraufzieht, weiter den flachen subzentralen Höcker (vgl. Abb. 35, 36) und die in diagonalen Reihen angeordnete Gruben- (bzw. Furchen-) Skulptur im posterodorsalen Klappenteil. Die posteroventralen und -dorsalen Fortsätze sind bei beiden Coquimba-Arten noch schwach und wenig gegeneinander versetzt. *C. hermi* hat außerdem noch den schmalen Hinterrandwulst von *N. apiata.*

Der breite, durch Gruben gegliederte Vorderrandwulst tritt auch noch bei so stark abgewandelten Formen wie *Coquimba piscicula* n. sp. und sogar noch bei *Cc. aligera* n. sp. auf. Beiden fehlt aber die ventral auf den Vorderrandwulst hinaufführende Furche, ihr subzentraler Höcker ist stark entwickelt, und die kräftigen posteroventralen und -dorsalen Fortsätze sind deutlich gegeneinander


35
36
0,5 mm
37
38

versetzt, während die Grubenskulptur der Klappenoberfläche weitgehend zurückgebildet ist.

Eine andere Entwicklung verbindet *Coquimba hartmanni* n. sp. mit *C. bicostata* n. sp. und *Cc. angulosa* n. sp. Hier findet man einen schmalen Vorderrandwulst, mächtige subzentrale Höcker, eine eigentümlich in zwei nach oben gebogenen Reihen angeordnete Maschenskulptur auf dem posterodorsalen Klappenteil und eine von *C. hartmanni* zu *Cc. angulosa* immer kräftiger werdende DR.

Obwohl alle diese Formen ja mehr oder minder gleichzeitig lebten, lassen sich also unter den Arten von *Coquimba* solche herausfinden, die der primitiven *Nanocoquimba* näherstehen, während andere zu *Cornucoquimba* vermitteln. Da sich diese Beziehungen sowohl in morphologischen Einzelheiten als auch in der Anordnung der Muskelnarben ausdrücken, darf man wohl an echte verwandtschaftliche Verbindungen denken.

Überlegungen zur Ökologie

Nach Herm (1967) brachte der kalte, nach Norden gerichtete Humboldtstrom, der Ende des Miozäns durch starke geographische Veränderungen entstand, im Pliozän eine „markante Faunenwandlung": „Zahlreiche Gattungen und Arten starben aus und in den freiwerdenden Lebensraum stießen neuauftretende, endemische Arten vor; ein erster Schritt zur Eigenständigkeit und Isolierung". Zu diesen neuen endemischen Formen gehören wohl auch die Coquimbinae n. subfam. Wären sie im Miozän schon verbreitet gewesen, bevor der Humboldtstrom die südliche Verbindung zum Atlantik versperrte, müßten sie auch anderweitig gefunden worden sein.

Im hier untersuchten höheren Pliozän (im unteren Pliozän Mittelchiles gibt es nach Herm & Paskoff 1966, S. 762 keine marinen Sedimente) befindet sich die junge Unterfamilie im Zustand rascher Entfaltung, wie die große Zahl verschiedener, nebeneinander vorkommender Formen zeigt. Ihre Angehörigen lebten im Küstenbereich, und zwar aller Wahrscheinlichkeit nach im Eulitoral (die wenigen rezenten Vertreter kommen nur im Eulitoral vor, s. u.). Da das Vorkommen des marinen höheren Pliozäns, die Coquimbo-Formation, nach Herm (1967) und

---

Abb. 35—38: Dorsalansichten; alle von Chañaral de Azeitunas; Coquimbo-Serie, höheres Pliozän.

Abb. 35: *Nanocoquimba apiata* n. gen., n. sp.; (S. 136).
Ostr. 212, G ♀.

Abb. 36: *Coquimba hermi* n. gen., n. sp. (Genotyp); (S. 138).
Ostr. 216, G ♀.

Abb. 37: *Coquimba hartmanni* n. gen., n. sp.; (S. 148).
Ostr. 229, G ♀.

Abb. 38: *Cornucoquimba aligera* n. gen., n. sp. (Genotyp); (S. 152).
Holotyp, Ostr. 232, G ♀.

Herm & Paskoff (1966, S. 764) auf einzelne Buchten beschränkt ist, darf für die vorliegenden Proben ein relativ ruhiges Milieu angenommen werden, zumal da nach Hartmann (1962, S. 10) an den frei der Brandung ausgesetzten Strandregionen Nord- und Mittelchiles heute überhaupt keine Ostracoden leben. Die heutigen ökologischen Verhältnisse sind denen des höheren Pliozäns an der nord- und mittelchilenischen Küste noch sehr ähnlich. Hartmann (1962, S. 14): „wenig stille Buchten", von langen Strecken unterbrochen, die einer starken Brandung ausgesetzt sind. In den Buchten kaum Schlick, „sondern wir finden einen recht sauberen Schill oder Mittelsande, die eine eigene, charakteristische Fauna enthalten". Eine solche ökologische Begrenzung der Populationen auf einzelne, oft weit voneinander entfernte Buchten dürfte bei dem Fehlen von planktonisch lebenden Larven auch für die von Ort zu Ort starken artlichen Unterschiede der pliozänen Coquimbinae verantwortlich sein. Die Coquimbinae des höheren Pliozäns treten nun vor allem in solchen Proben auf, die überwiegend aus organogenem Detritus, hauptsächlich aus dem Schutt von *Balanus,* bestehen und vertragen offenbar nur einen mäßigen Sandgehalt. Stark quarz- und glimmerhaltige Proben (Caldera) enthalten nur wenig Ostracoden. Ich halte es für wahrscheinlich, daß die kleinen Formen von *Coquimba* und *Nanocoquimba* im Lückensystem zwischen dem Detritus lebten, wofür sie nach ihrer Größe und ihrem Schalenbau geeignet scheinen. Dafür spricht auch, daß sie in manchen Proben (Chañaral: Pr. 3161, El Tabo) als einzige Coquimbinae auftreten, zusammen mit der Gattung *Polycope,* die nach Hartmann (1962, S. 26) das Lückensystem bewohnt. Im Zusammenhang damit interessiert die Notiz Hartmann's über den Fund einer nicht beschriebenen „kleinen Cytheride" im interstitiellen Küstengrundwasser (1962, S. 10 u. 26). Die kleinen Coquimbinae sind in Proben, die fast ganz aus Balanus-Schutt bestehen (Chañaral) weitaus in der Überzahl, während *Cornucoquimba* hier zurücktritt. Diese Gattung dürfte wohl eher auf dem Substrat gelebt haben (dafür spricht der morphologische Vergleich mit *Pterygocythereis)* und tritt in sandigen Proben relativ häufiger auf.

Leider lassen die bisher spärlichen rezenten Funde von Coquimbinae nicht ihre Lebensweise erkennen. Hartmann (1962, S. 33) berichtet von allen drei Arten, daß sie in Rockpools oder am offenen (lotischen) Strand angeschwemmt wurden, und vermutet, daß sie „normalerweise im oberen Sublitoral unterhalb der Brandungszone auf Sand oder zwischen Algen vorkommen". Im Sublitoral konnte er sie dann später (1965) aber nicht wiederfinden.

In pleistozänen Flußmündungen von Coquimbo und Tongoy kommen sehr kleine Coquimbinae (eine *Nanocoquimba* und eine *Coquimba* cf. *labyrinthica* n. sp.) vereinzelt auch zusammen mit einer großen Überzahl an Süß- und Brackwasserostracoden vor. Natürlich können sie eingeschwemmt sein. Ihre Kleinwüchsigkeit kann aber auch dafür sprechen, daß sie primär unter diesen extremen Bedingungen lebten und also euryhalin waren.

Während die Coquimbinae im höheren Pliozän im nördlichen Mittelchile einen wesentlichen Prozentsatz der Ostracodenfaunen ausmachen und trotz ihrer

unterdurchschnittlichen Größe kaum übersehen werden können, treten sie dort rezent offenbar nur noch sporadisch und in sehr geringer Individuenzahl auf (HARTMANN 1962). Es liegt nahe, für diesen Rückgang die allgemeine Klimaverschlechterung um die Wende Pliozän/Pleistozän verantwortlich zu machen, die nach HERM (1967) und HERM & PASKOFF (1967, S. 580) einen entscheidenden Faunenumschwung mit sich brachte, bei dem die Artenzahl verringert wurde. Daraus kann geschlossen werden, daß die Coquimbinae gewisse Wärmeansprüche stellen, die nach dem Pliozän nur noch ungenügend erfüllt wurden. Eine weitere Information über den Wärmebedarf dieser Formen erhalten wir aus den Unterschieden in der Artenzahl zwischen oberpliozänen Populationen von verschiedenen geographischen Breiten: In Caldera (ca. 27° südl. Br.) kommen zusammen mit ausgesprochen wärmeliebenden (heute auf die Tropen beschränkten) Formen wie *Caudites, Puriana* und *Orionina* über ein Dutzend verschiedene Coquimbinae vor. In Chañaral, wo diese tropischen Ostracodengattungen fehlen (29°, 4' südl. Br.) sind es sieben Arten, in Coquimbo (ca. 30° südl. Br.) aber nur noch fünf. Aus El Tabo (ca. 33°, 25' südl. Br.) kenne ich bislang nur eine einzige Art, jedoch sind dort die Ostracoden allgemein sehr spärlich.

Sind diese Überlegungen richtig, so ist die Unterfamilie viel weiter im Süden nicht mehr zu erwarten, da ihr dort einerseits die Temperaturen nicht mehr genügen und andererseits der Humboldtstrom ein zeitweiliges Verdriften nach Süden nicht zuläßt. Im Norden ist zunächst keine Begrenzung der Ausbreitung abzusehen, wenn nicht die „Barriere" der warmen tropischen Gewässer in Nordperu (HARTMANN 1962, S. 49) ihren Lebensbedingungen feindlich war. In der reichlichen Literatur über die jungtertiären und quartären Ostracoden Mittelamerikas (s. Literaturverzeichnis) sind jedenfalls keine Formen aufgetaucht, die zu den Coquimbinae gehören könnten (unsicher ist nur die Stellung von *Hermanites hornibrooki* [PURI] bei VAN DEN BOLD 1968 [vgl. S. 138]).

Zusammenfassend ergibt sich also das Bild einer wärmeliebenden, jedoch nicht ausgesprochen tropischen, eventuell euryhalinen, die ruhigen Küstenteile bewohnenden Formengruppe, deren Gattungen wohl teils dem Leben im Lückensystem, teils dem auf dem Substrat angepaßt sind.

Literaturverzeichnis

BASSIOUNI, M. A. A.: Über einige Ostracoden aus dem Interglazial von Esbjerg. — Medd. Dansk Geol. Foren., **15**, 4, S. 507—518, 2 Taf., Kopenhagen 1965

BENSON, R. H.: Ecology of recent Ostracodes of the Todos Santos Bay region, Baja California, Mexico. — Univ. Kansas pal. contr., Arthr. **1**, S. 1—80, Abb. 1—20, Taf. 1—11, Kansas 1959

BENSON, R. H.: Recent Cytheracean Ostracodes from Mc Murdo Sound and the Ross Sea, Antarctica. — Univ. Kansas pal. contr., Arthr. **6**, S. 1—36, Abb. 1—25, Taf. 1—4, Kansas 1964 (1964 a)

BENSON, R. H.: Recent marine Podocopid and Platycopid Ostracodes of the Pacific. — Pubbl. Staz. Zool. Napoli, **33** Suppl., S. 387—420, 2 Abb., Neapel 1964 (1964 b)

Benson, R. H. & Coleman, G. L.: Recent marine Ostracodes from the eastern Gulf of Mexico. — Univ. Kansas pal. contr., Arthr. **2**, S. 1—52, Abb. 1—33, Taf. 1—8, Kansas 1963

Bold, W. A. Van den: Miocene Ostracoda from Venezuela. — J. Pal., **24**, 1, S. 76—88, Abb. 1—4, Taf. 18—19, Tulsa 1950

Bold, W. A. Van den: Upper Miocene and Pliocene Ostracoda of Trinidad. — Micropaleontology, **9**, 4, S. 361—424, 6 Abb., 7 Tab., Taf. 1—12, New York 1963

Bold, W. A. Van den: Miocene and Pliocene Ostracoda from northeastern Venezuela. — Verh. Kkl. Nederl. Akad. Wetensch., Afd. Natuurk., 1. Reihe, **23**, 3, 46 S., 5 Tab., 5 Taf., Amsterdam 1966 (1966 a)

Bold, W. A. Van den: Ostracoda from the Pozón section, Falcón, Venezuela. — J. Pal., **40**, 1, S. 177—185, 2 Abb., 1 Tab., Taf. 22, Tulsa 1966 (1966 b)

Bold, W. A. Van den: Miocene Ostracoda from Costa Rica. — Micropaleontology, **13**, 1, S. 75—86, 1 Abb., 1 Tab., 2 Taf., New York 1967

Bold, W. A. Van den: Ostracoda of the Yague group (Neogene) of the northern Dominican Republic. — Bull. Am. Pal., **54**, 239, S. 1—106, 18 Abb., 20 Tab., 10 Taf., Ithaca 1968

Coryell, H. N. & Fields, S.: A Gatun Ostracode fauna from Cativa, Panama. — Am. Mus. Novitates, **956**, 18 S., 18 Abb., 1 Karte, New York 1937

Crouch, R. W.: Pliocene Ostracoda from southern California. — J. Pal., **23**, 6, S. 594 bis 599, 1 Tab., Taf. 96, Tulsa 1949

Edwards, R. A.: Ostracoda from the Duplin Marl (Upper Miocene) of North Carolina. — J. Pal., **18**, 6, S. 505—528, Taf. 85—88, Tulsa 1944

Hartmann, G.: Zur Kenntnis des Mangrove-Estero-Gebietes von El Salvador und seiner Ostracoden-Fauna. — Kieler Meeresforsch., **12**, 2, S. 219—248, 2 Tab., Taf. 30—32, Kiel 1956

Hartmann, G.: Zur Kenntnis des Mangrove-Estero-Gebietes von El Salvador und seiner Ostracoden-Fauna. II. — Ibidem, **13**, 1, S. 134—159, 130 Abb., Kiel 1957

Hartmann, G.: Zur Kenntnis der lotischen Lebensbereiche der pazifischen Küste von El Salvador unter besonderer Berücksichtigung seiner Ostracodenfauna. III. — Ibidem, **15**, 2, S. 187—241, 200 Abb., Taf. 27—28, Kiel 1959

Hartmann-Schröder, G. & Hartmann, G.: Zur Kenntnis des Eulitorals der chilenischen Pazifikküste und der argentinischen Küste Südpatagoniens unter besonderer Berücksichtigung der Polychaeten und Ostracoden. — Mitt. Hamb. Zool. Mus. Inst., Ergänzungsbd. zu Bd. **60**, 270 S., 451 Abb., 2 Tab., 5 Karten, Hamburg 1962 (zitiert als Hartmann 1962)

Hartmann-Schröder, G. & Hartmann, G.: Zur Kenntnis des Sublitorals der chilenischen Küste unter besonderer Berücksichtigung der Polychaeten und Ostracoden. — Ibidem, Ergänzungsbd. zu Bd. **62**, 384 S., 431 Abb., 5 Tab., 1 Karte, Hamburg 1965 (zitiert als Hartmann 1965)

Hazel, J. E.: Two new Hemicytherid Ostracods from the lower Pleistocene of California. — J. Pal., **36**, 4, S. 822—836, 3 Abb., Tulsa 1962

Hazel, J. E.: Classification and distribution of the Recent Hemicytheridae and Trachyleberididae (Ostracoda) off northeastern North America. — Geol. Survey Prof. Paper, **564**, 49 S., 2 Abb., 1 Tab., 11 Taf., Washington 1967

Herm, D.: Faunen-Analysen im marinen Neogen und Quartär von Chile. — Umschau Wiss. Techn., **12**/67, S. 390—391, 2 Abb., Frankfurt/M. 1967

Herm, D. & Paskoff, R.: Note préliminaire sur le Tertiaire supérieur du Chili Centre-Nord. — Bull. Soc. géol. France, 7 sér., **8**, S. 760—765, 2 Abb., Paris 1966

Herm, D. & Paskoff, R.: Vorschlag zur Gliederung des marinen Quartärs in Nord- und Mittel-Chile. — N. Jb. Geol. Pal. Mh., 1967, **10**, S. 577—588, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1967

Leroy, L. W.: Pleistocene and Pliocene Ostracoda of the coastal region of southern California. — J. Pal., **17**, 4, S. 354—373, 2 Abb., Taf. 58—62, Tulsa 1943

Morales, G. A.: Ecology, distribution, and taxonomy of recent Ostracoda of the Laguna de Terminos, Campeche, Mexico. — Bol. Univ. Nac. Aut. Mexico, Inst. Geol., **81**, 103 S., 46 Abb., 1 Tab., 8 Taf., Mexico 1966

Morkhoven, F. P. C. M. Van: Post-Palaeozoic Ostracoda. Their morphology, taxonomy, and economic use. —
Bd. 1, General, 204 S., 79 Abb., 8 Tab., 1 Beilage, Elsevier Publ. Comp., Amsterdam — London — New York 1962
Bd. 2, Generic descriptions, 478 S., 763 Abb., 4 Tab., Ibidem 1963

Pokorný, V.: Contribution to the morphology and taxionomy of the subfamily Hemicytherinae Puri. — Acta Univ. Carol., Geol., **3**, S. 3—35, 19 Abb., Prag 1955

Puri, H. S.: Contribution to the study of the Miocene of the Florida Panhandle. — Florida Geol. Survey, Geol. Bull., **36**, 345 S., 21 Abb., 22 Tab., 46 Taf., Tallahassee 1953

Puri, H. S.: Ecologic distribution of recent Ostracoda. — „Proceedings of the Symposium on Crustacea", I, Mar. Biol. ass. India, S. 457—495, 10 Abb., Mandapam Camp. 1966

Swain, F. M.: Ostracoda of San Antonio Bay, Texas. — J. Pal., **29**, 4, S. 561—646, 39 Abb., Taf. 59—64, Tulsa 1955

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 8 167—195 München, 15. 12. 1968

Paranecrocarcinus libanoticus n. sp. (Decapoda) und die Entwicklung der Calappidae in der Kreide

Von Reinhard Förster[1])

Mit 9 Abbildungen und Tafel 13

Zusammenfassung

Aus dem Cenoman des Libanon wird ein neuer brachyurer Krebs, *Paranecrocarcinus libanoticus* n. sp., beschrieben. Anhand des Fundes wird die in der Kreide weltweit verbreitete Gattung *Necrocarcinus* diskutiert. Die zahlreichen in der Literatur unter diesem Namen geführten Arten werden 6 gut unterscheidbaren Gattungen zugeordnet. Es kann gezeigt werden, daß sich die Necrocarcininae nov. subfam. auf den oberjurassischen *Cyphonotus oxythyreiforme* (Gemmellaro) zurückführen lassen. Von dieser stammesgeschichtlich bisher zu Unrecht stark vernachlässigten Unterfamilie dürften sowohl Xanthidae als auch Portunidae abzuleiten sein.

Abstract

A new crab, *Paranecrocarcinus libanoticus n.* sp., is described from the Cenomanian fish-beds of the Lebanon. *Necrocarcinus,* a Cretaceous genus of world-wide distribution, is discussed, and the numerous species placed in this, are now included in 6 well defined genera. The phylogenetic position of *Necrocarcinus* is examined. It can be shown that these crabs are descendants of the Upper Jurassic Dynomenidean *Cyphonotus oxythyreiforme* (Gemmellaro). Furthermore, Xanthidae and Portunidae may be derived from the Necrocarcininae n. subfam., a hitherto phylogenetically neglected subfamily.

Vorwort

Unter den heute lebenden dekapoden Krebsen stellen die Brachyuren mit etwa 635 Gattungen mehr als die Hälfte der rund 1000 bekannten Gattungen. Vertreter dieser formenreichen Infraordnung sind zwar bereits seit dem Lias (*Eocarcinus* Withers) überliefert. Aber erst nach einer erfolgreichen Umkonstruktion des Innenskeletts und einer Konsolidierung der Organisation während der Zeit des Jura setzt in der Unterkreide eine erste große Entfaltungsperiode ein.

[1]) Dipl.-Geol. Dr. R. Förster, Institut für Paläontologie und histor. Geologie der Universität, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10/II.

Gegenüber den konservativen Formen der reptanten Krebse mit einem walzenförmigen Körper, die die ursprüngliche Gliederung in Cephalothorax und langes, hinderliches Abdomen beibehielten, erreichten die Brachyuren mit einer schrittweisen Reduktion des Abdomen und der Entwicklung eines runden bis querovalen Cephalothorax eine fast als ideal anzusprechende Anpassung an eine rasch bewegliche Lebensweise.

Obwohl aus der Unterkreide ein relativ reiches Material bekannt wurde mit Vertretern fast der Hälfte der in der rezenten Fauna vorhandenen Familien, fehlt bisher eine zufriedenstellende Kenntnis der phylogenetischen Zusammenhänge. Eine einheitliche Bearbeitung der gesamten oberjurassischen und kretazischen Faunen aufgrund detaillierter morphologischer Untersuchungen und eingehender Vergleiche mit rezentem Material dürfte weiterführende Ergebnisse bringen. Insbesondere wäre eine Revision der von Bell und von Carter beschriebenen Kreidefauna Englands nach modernen Gesichtspunkten notwendig, zumal Beschreibungen und viele der Abbildungen besonders kleiner Objekte zu einer Identifikation nicht ausreichen. Ansätze und Grundlagen lieferten bereits Glaessner (1933), Beurlen (1933), Patrulius (1960, 1966) und Withers (1951) in einer Reihe von Arbeiten, die sich vorwiegend mit jurassischen Formen beschäftigten.

Mit diesem neuen Vertreter von *Paranecrocarcinus* erhöht sich die Zahl der bisher aus den cenomanen Plattenkalken des Libanon bekannt gewordenen Brachyuren auf 4 Gattungen: *Lophoraninella cretacea* (Dames 1886), *Notopocorystes syriacus* Withers 1928, *Geryon hadjoulae* Roger 1945 und *Paranecrocarcinus libanoticus* n. sp. Nur *L. cretacea* ist in mehreren Exemplaren überliefert, während es sich bei den 3 restlichen Formen um Einzelstücke handelt, wobei die Zuordnung von *G. hadjoulae* zu der Gattung *Geryon* sehr fraglich ist.

Für die Überlassung des Stückes danke ich Herrn Dr. K. W. Barthel, München, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie u. hist. Geologie. Den Herren Prof. Dr. Erben, Bonn, Prof. Dr. Jaeger, Berlin, Prof. Dr. Lanterno, Genf und Dr. Weidmann, Lausanne, bin ich für die Ausleihe von Vergleichsmaterial zu Dank verpflichtet.

Einleitung

Der vorliegende Fund aus dem Cenoman des Libanon bedeutet eine wesentliche Ergänzung der Kenntnis der bisher nur in 3 Exemplaren überlieferten Gattung *Paranecrocarcinus*. van Straelen stellte 1936 die Gattung für einen aus dem Neokom Mittelfrankreichs stammenden Carapax auf, der in seiner Oberflächengliederung von allen bis dahin bekannten kretazischen Brachyuren abwich. Bisher wurde außer dem Holotyp kein weiteres Exemplar gefunden. In dem Dekapoden-Material des unteren Campan von New Jersey konnte Roberts 1962 eine zweite Art, *P. gamma*, nachweisen.

In der Wahl des Namens wies van Straelen auf die engeren verwandtschaftlichen Beziehungen zu *Necrocarcinus* hin. Diese nach der Literatur vom oberen Alb bis ins Eozän vertretene Gattung ist mit zahlreichen Arten weltweit ver-

breitet. Die kurze und großzügig formulierte Diagnose BELL's und die starken Unterschiede in der Gliederung des Carapax bei den 3 von ihm unter diesem Gattungsnamen zusammengefaßten Arten (*N. labeschei, woodwardi, tricarinatus*) führten in der Folge zu einer Zuordnung sehr unterschiedlicher Formen. GLAESSNER registrierte im Fossilium Catalogus 13 Arten und 4 nicht näher definierte Reste. Inzwischen ist die Zahl auf 25 (+ 8) angestiegen, von denen bereits 3 in der Gattung *Cenomanocarcinus* VAN STRAELEN abgetrennt wurden. Von diesen insgesamt 33 Arten scheiden bei einem Vergleich mit dem vorliegenden Carapax 11 aus, da sie auf Scheren basieren. Sie werden in einem getrennten Kapitel behandelt. Die übrigen Carapax-Reste können auf 6 Gattungen aufgeteilt werden.

1. *Paranecrocarcinus hexagonalis* mit den Arten *P. gamma, graysonensis, libanoticus, moseleyi, scotti.*
2. *Necrocarcinus labeschei* mit den Arten *N. insignis, pierrense, rathbunae, texensis, senoniensis, woodwardi.*
3. *Cenomanocarcinus inflatus* mit den Arten *C. armatus, multituberculatus, oklahomensis, renfroe, vanstraeleni.*
4. *Orithopsis bonneyi, O. tricarinatus* und (?) *isericus.*
5. *Pseudonecrocarcinus quadriscissus*
6. *Protonecrocarcinus ovalis*
7. *N. bispinosus, N. hannae*
8. *N. glaber*
9. Necrocarciniden-Scheren

Familie Calappidae Alcock 1896

Unterfamilie Necrocarcininae n. subfam.

Allen in dieser Unterfamilie zusammengefaßten Gattungen sind eine gut ausgebildete Cervicalfurche und eine teils zwar schwache, jedoch stets vorhandene Branchiocardiacalfurche gemeinsam. Die Cervicalfurche endet dorsal in einem Paar submedian gelegener Cervicalgruben; sie quert Anterolateralrand und ventral umgeschlagene Seitenfläche, auf der sie sich nahe der Pleuralnaht mit der Branchiocardiacalfurche vereinigt. Der mediane Längswulst ist stärker gegliedert. Sie unterscheiden sich in diesen Merkmalen deutlich von den ab dem Alttertiär bekannten Gattungen *Calappa* und *Calappilia* und zeigen noch eine größere Übereinstimmung mit dem Dynomeniden *Cyphonotus* und mit den Pithonotiden.

1. Gattung *Paranecrocarcinus* VAN STRAELEN 1936

Genotypus: *P. hexagonalis* VAN STRAELEN 1936, Neokom, Frankreich

Diagnose: Frontoorbitalrand über 1/2 Carapax-Breite. Meso/Protogastricalregion als flügelartiger Querwulst. Mediane Regionen gut gegliedert und voneinander abgesetzt. Epibranchialregion mit konischem, schräg angeordnetem

Buckel im inneren Drittel und einer kräftigen Tuberkel-Gruppe außen. Metabranchialregion mit Längscrista.

Beschreibung: Carapax subhexagonal, Frontoorbitalrand nur wenig breiter als halbe Carapax-Breite. Rostrum kurz, durch schwachen, sich nach hinten gabelnden Sulcus geteilt. Orbita nur wenig länger als hoch, extern begrenzt durch kräftigen Epiorbitaldorn. Supraorbitalrand mit 2 schwachen Fissuren. Anterolateralrand gezähnt bis bedornt, Posterolateralrand meist glatt; kräftiger Seitendorn. Breite, ausgeprägte Cardiacalfurche, Branchiocardiacalfurche nur median deutlicher in Erscheinung tretend. Gastricalregion als quer verlaufender Wulst entwickelt, Mesogastricalregion kaum oder nur schwach abgesetzt. Protogastricalregion mit kräftigem submedianen und schwächerem äußeren Tuberkel besetzt. Hepaticalregion mit kleiner Warze, hinter Epiorbitaldorn gelegen. Urogastricalregion mit medianem Höcker; gut abgesetzte Cardiacalregion, meist mit Höckerpaar versehen. Intestinalregion kurz, als trigonales, eingesenktes Feld mit 2 schwachen, gegen den Hinterrand divergierenden Leisten. Epibranchialregion innen mit massivem, konischem, schräg angeordnetem Höcker, in dessen Verlängerung auf der vorderen Branchialregion *(Bv)* ein schwacher Tuberkel liegt. Metabranchialregion mit einer leicht gekrümmten, meist nach hinten divergierenden Crista. Hinterrand seicht v-förmig eingebogen. Abdomen und Extremitäten unbekannt.

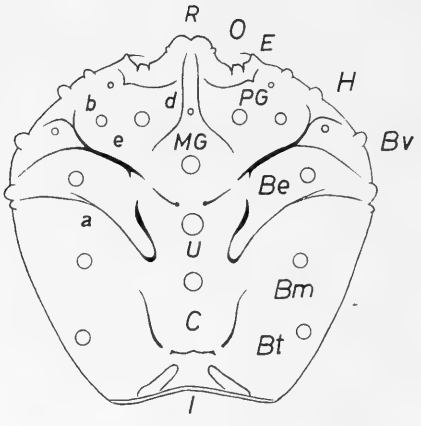


Abb. 1: Bezeichnung der Regionen und Furchen:
R Rostrum; *MG* Mesogastricalregion; *PG* Protogastricalregion; *H* Hepaticalregion; *U* Urogastricalregion; *C* Cardiacalregion; *I* Intestinalregion; *B* Branchialregion; *Bv* vordere Branchialregion; *Be* Epibranchialregion; *Bm* Mesobranchialregion; *Bt* Metabranchialregion; O Orbita; *E* Epiorbitaldorn; *e* Cervicalfurche; *a* Branchiocardiacalfurche; *d* Gastroorbitalfurche; *b* Antennalfurche.

Paranecrocarcinus libanoticus n. sp.

Taf. 13, Fig. 1

Derivatio nominis: nach dem im Libanon gelegenen Fundort.

Holotypus: schwach verdrückter, frontoorbital leicht zerstörter Carapax, auf Schichtoberfläche eines hellen Plattenkalks eingebettet; Bayer. Staatssammlung Paläont. hist. Geol. München, Inv. Nr. 1967 I 333.

Locus typicus: Hadjoula/Libanon.

Stratum typicum: Plattenkalke des Cenoman.

Maße: in mm Länge 11,8; Breite 13; Frontoorbitalrand 7;

Diagnose: Eine neue Art der Gattung *Paranecrocarcinus* ähnlich *P. hexagonalis* mit folgenden Unterschieden: Urogastricalregion deutlich hervortretend und gut abgesetzt von Cardiacalregion; auf beiden Regionen ein kräftiger Tuberkel. Urogastrical-Tuberkel stärker nach vorn verlagert, in einer Linie mit den Höckern der Epibranchialregion und dem Seitendorn gelegen. Die bei *P. hexagonalis* nur angedeuteten Längscristae der Metabranchialregion als deutliche Cristae entwickelt und nach hinten divergierend.

Beschreibung und Beziehungen: Carapax subhexagonal. Frontoorbitalrand und Vorderseitenrand sind schlecht erhalten und teilweise durch Verwitterungseinflüsse so zerstört, daß über Rostrum, Orbita und Dornenbildung am Außenrand keine Aussagen möglich sind. Medianer Sulcus des Rostrum nach hinten gegabelt und ab der Gabelung als tiefe, scharfe Linie ausgebildet, die nach wenigen Millimetern abrupt endet. Protogastricalregion als einheitlich gewölbter, flügelartiger Querwulst entwickelt, mit einem kräftigen, submedianen Höckerpaar und einem schwächeren äußeren Tuberkelpaar besetzt. Hepaticalregion glatt und als konkav eingesenktes Feld gegen den Carapaxrand geneigt. Trapezförmige Urogastricalregion mit einem kräftigen medianen Tuberkel, frontal durch Cervicalfurche (die wie üblich in einem submedianen Grubenpaar endet), gegen die Cardiacalregion durch eine breite Depression abgesetzt. Cardiacalregion gerundet rhomboedrisch mit 2 frontalen Tuberkeln. Intestinalregion kurz, als flach eingesenktes, dreieckiges Feld, auf dem 2 nur angedeutete Leisten von der Querdepression hinter der Cardiacalregion gegen den in einem flachen Winkel einspringenden Hinterrand divergieren. Branchialregion gegliedert durch einen schräg liegenden, in der Skulptur dominierenden Buckel im vorderen Drittel und einem Längswulst auf dem hinteren Teil, beide getrennt durch die nur als seichte Depression angelegte Branchiocardiacalfurche. Der kräftige Buckel ist mit 2 Tuberkeln besetzt. In seiner Verlängerung nach außen liegt ein kleinerer Höcker unmittelbar hinter der Gabelung Cervical/Antennalfurche auf der vorderen Branchialregion. Die Längscristae der Metabranchialregion werden vorn und hinten durch je einen flachen Knoten markiert. In einem leicht bogenförmigen Verlauf divergieren sie gegen die Ecke Hinterseiten/Hinterrand. Am Ansatz des Seitendorns ist auf der Epibranchialregion in der Ebene Urogastrical-Tuberkel/Epibranchialbuckel eine Tuberkel-Gruppe entwikkel; sie besteht aus 3 in einem Dreieck angeordneten Höckerchen.

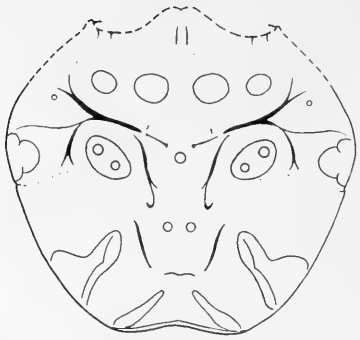


Abb. 2: *Paranecrocarcinus libanoticus* n. sp. Gliederung des Carapax, Rekonstruktion.

P. libanoticus unterscheidet sich von der zum Vergleich vorliegenden Typusart *P. hexagonalis* vor allem durch das deutlich als Höcker hervortretende Urogastricalfeld mit seinem kräftigen Tuberkel. Bei *P. hexagonalis* (und *P. moseleyi)* hebt sich die Urogastricalregion kaum hervor, sondern erscheint vielmehr als flach eingesenktes Feld vor der sich wieder höckerartig aufwölbenden Cardiacalregion. Der Urogastricaltuberkel ist hier nur leicht angedeutet. Die Längscristae sind schwach entwickelt und divergieren weit weniger. Dem Höcker der Epibranchialregion fehlen die beiden Tuberkel.

Die größte Ähnlichkeit mit der Typusart hat *P. moseleyi* (Stenzel 1945), ein einzelner Carapax aus dem oberen Alb (Pawpaw shale) von Texas. Größter Unterschied ist der weniger stark entwickelte Höcker der Gastricalregion, möglicherweise bedingt durch die Erhaltung. Stenzel wies bereits auf eine vermittelnde Stellung zwischen *Necrocarcinus* und *Cenomanocarcinus* hin und betonte die nähere Verwandtschaft zu *P. graysonensis* (Rathbun 1935). Abweichend zu *P. graysonensis* ist die Umkehrung der Größenverhältnisse bei den Tuberkeln der Urogastricalregion; bei *P. moseleyi* liegt der größere hinten. Es fehlen auf der flachen Crista der Metabranchialregion bereits wie bei den beiden oberkretazischen Vertretern deutliche Tuberkel. Mit *P. graysonensis* ist *N. scotti* Stenzel identisch und als jüngeres Synonym aufzugeben. Beide Arten basieren auf je einem Carapaxbruchstück aus dem Denton-clay (ob. Alb) nördlich von Denison/Texas. Bei *N. scotti* erscheint wohl infolge der Erhaltung der äußere, kleinere Tuberkel der Epibranchialregion nur sehr undeutlich. Insgesamt gesehen stimmen beide Stücke weitgehend mit *P. libanoticus* überein, wenngleich die beiden Tuberkel der Epibranchialregion nicht die in der Skulptur dominierende Stellung wie beim Höcker von *P. libanoticus* erreichen. Außerdem ist die Mesogastricalregion vollständig durch Furchen abgesetzt, während die vom Sulcus des Rostrum ausgehenden Längsfurchen *(d)* bei *P. libanoticus* bereits vor den Höckern der Protogastricalregion verschwinden. Der Höcker der Cardiacalregion weist zwar die Tendenz einer Verbreiterung auf, ohne jedoch in 2 frontal gelegene Tuberkel

aufgeteilt zu sein. Die Ausbildung der Skulptur des Cardiacalfeldes hat allerdings keinen taxionomisch bedeutsamen Wert. An dem vorliegenden Material von *N. labeschei* aus dem Gault von Folkestone zum Beispiel sind beide Möglichkeiten verwirklicht: einfacher, kräftiger medianer Höcker oder aber ein in 2, seltener in 3 kleinere Tuberkel aufgelöster Höcker, dann meist gekoppelt mit einer Reduktion des vordersten, medianen Tuberkel der Mesogastricalregion. Möglicherweise sind diese Unterschiede in der Skulptur als Zeichen eines Sexualdimorphismus zu werten. Jüngster bisher bekannter Vertreter ist *P. gamma* Roberts 1962 aus dem unteren Campan von New Jersey. Hier ist nicht nur der Anterolateral- sondern auch der Posterolateralrand mit 3 kräftigen Dornen versehen, gegenüber nur 1 Dorn auf dem Hinterseitenrand bei *P. hexagonalis.* In der Ausbildung von 2 kräftigen Tuberkeln auf der Crista der Metabranchialregion nimmt *P. graysonensis* eine vermittelnde Stellung zur Gattung *Necrocarcinus* ein.

Vorkommen: Barrême — unt. Campan

P. hexagonalis van Straelen 1936, Neokom (nach der Matrix Sandstein des ob. Barrême/Apt), Yonne/Mittelfrankreich. (Taf. 13, Fig. 2)

P. graysonensis (Rathbun 1935), synonym *N. scotti* Stenzel 1945, ob. Alb (Denton clay), Texas.

P. moseleyi (Stenzel 1945), ob. Alb (Pawpaw shale), Texas.

P. libanoticus n. sp., Cenoman, Hadjoula/Libanon.

P. gamma Roberts 1962, unt. Campan (Merchantville formation), New Jersey.

2. Gattung *Necrocarcinus* Bell 1863

Genotypus: *N. labeschei* (Deslongchamps 1835), Cenoman, Nordfrankreich. (Taf. 13, Fig. 7—8)

Diagnose: Stark gewölbter Carapax, länger als breit; Frontoorbitalrand unter 1/2 Carapax-Breite. Medianer Längswulst (Gastrical/Urogastrical/Cardiacalregion) wenig gegliedert. Regionen mit kräftigen Einzeldornen, ohne deutliche Cristae.

Beschreibung: Carapax gerundet subhexagonal, länger als breit. Oberfläche stark gewölbt, im Querschnitt mehr als im Längsschnitt. Rostrum kurz, abwärts geneigt; durch schwachen, sich nach hinten gabelnden und die Gastricalregion einrahmenden Sulcus geteilt. Eng gestellte Orbita, nur wenig länger als hoch; extern begrenzt durch Epiorbitaldorn. Supraorbitalrand mit 2 Fissuren. Anterolateralrand gezähnelt, kräftiger Seitendorn, Posterolateralrand teils glatt, teils mit starken Dornen. Ausgeprägte Cervicalfurche, median in Cervicalgruben endend; lateral geteilt in 2 Äste, wobei der schwächere hintere Ast einen mit 1 Tuberkel besetzten Teil der Branchialregion *(Bv)* abtrennt. Branchiocardiacalfurche nur median tief entwickelt, auf Branchialregion als gekerbtes Band markiert. Mesogastricalregion mit 2 medianen Tuberkeln, der hintere als Höcker stets dominierend. Protogastricalregion mit 4 in einer quer verlaufenden Reihe angeordneten Tuberkeln; Fortsetzung der Reihe durch das Höcker-

chen der vorderen Branchialregion. Hepaticalregion mit einer kleinen, hinter dem Epiorbitaldorn gelegenen Warze. Meso/Urogastrical/Cardiacalregion als schwach gegliederter durchgehender Längswulst. Urogastricalregion mit 1, Cardiacalregion häufig mit mehreren Höckern. Intestinalregion kurz, dreiecksförmiges, leicht eingesenktes Feld mit 2 flachen, gegen den Hinterrand divergierenden, randlichen Leisten. Epi/Meso/Metabranchialregion mit je einem kräftigen Höker, in einer Längsreihe liegend. Äußere Epibranchialregion in Höhe des Seitendorns häufig mit 3 Tuberkeln, in Dreiecksform gruppiert.

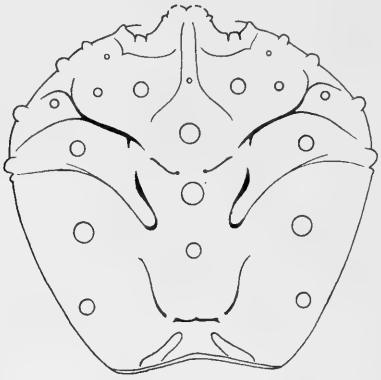


Abb. 3: *Necrocarcinus labeschei* (Deslongchamps 1835)

Scheren mit gedrungener, dicker Palma, sich distal gegen die Dactylus-Gelenkung verbreiternd; proximal an der Carpus-Gelenkung stark eingeschnürt. Index außergewöhnlich kurz, nach außen leicht abstehend. Dactylus mehr als doppelt so groß. Skulptur aus gröberen Warzen. Abdomen unbekannt.

Bei den vom oberen Alb bis ins Dan reichenden Vertretern dieser Gattung handelt es sich um eine sehr homogene Reihe mit nur geringen Änderungen in der Skulptur. Während die älteste Form, *N. texensis* Rathbun aus dem oberen Alb von Texas eine vermittelnde Stellung zu *Paranecrocarcinus* und *O. tricarinatus* Bell einnimmt, leitet *N. insignis* mit der Ausbildung kräftiger Seitendornen über zur eozänen Gattung *Campylostoma* Bell. Bei *N. texensis* sind zwischen den Höckern der Meso- und Metabranchialregion deutliche Cristae ausgebildet. Der externe Tuberkel der Epibranchialregion ist ungewöhnlich weit gegen den Epibranchialhöcker einwärts gerückt. *N. pierrense* scheint ebenfalls eine Metabranchial-Crista besessen zu haben; Text und Abbildung sind für weitergehende Schlüsse zu ungenügend. Bei der jüngsten Art, *N. insignis* aus dem skandinavischen Dan und den mit dieser Art identischen, von Segerberg irrtümlich als *N. senonensis* gedeuteten Carapax-Resten (1900 : 25, Taf. 3, Fig. 2, 3, 5) sind der Seitendorn, und in ganz erheblichem Maße ein etwa in der Mitte des Posterolateralrandes gelegener Dorn als lange Stacheln ausgebildet, wie sie für *Campylostoma* charakteristisch sind.

Vorkommen: ob. Apt — Dan.

N. texensis Rathbun 1935, ob. Alb (Denton clay), Texas.

N. labeschei (Deslongchamps 1835), ob. Apt- unt. Cenoman, Nordfrankreich, Südengland.

N. woodwardi Bell 1863, ob. Alb — unt. Cenoman Nordfrankreich/Südengland.

N. senoniensis Schlüter 1868, Santon — ob. Campan, Norddeutschland (Taf. 13, Fig. 4)

N. rathbunae Roberts 1962, unt. Campan, New Jersey, Delaware

N. pierrense (Rathbun 1917), höheres Senon, Dakota

N. insignis Segerberg 1900, Dan, Südschweden/Dänemark

3. Gattung *Cenomanocarcinus* van Straelen 1936

Genotypus: *C. inflatus* (Milne-Edwards 1886), Cenoman, Nordfrankreich.

Diagnose: Carapax breiter als lang. Frontoorbitalrand unter 1/2 Carapaxbreite. Insgesamt 3 Längscristae, davon eine median und je eine über die gesamte Branchialregion, hinten durch Tuberkelreihe verbunden. Cristae besetzt mit zahlreichen Tuberkeln. Querverlaufende Tuberkel-Reihen auf Gastricalregion und als Verbindung von Branchialcrista und Seitendorn.

Beschreibung: Carapax breiter als lang, nach hinten trapezförmig verjüngt, größte Breite in der vorderen Hälfte in Höhe des Seitendorns. Oberfläche nur schwach gewölbt. Kurzes Rostrum mit seitlichen Zähnen, von medianem Sulcus leicht eingedellt. Breite Orbita, länger als hoch mit schwachem Epiorbitaldorn; Supraorbitalrand mit 2 Fissuren. Frontoorbitalrand kürzer als halbe Carapax-Breite. Anterolateralrand mit kräftigen Dornen, Posterolateralrand meist nur mit Tuberkeln, starker Seitendorn. Cervicalfurche nur in den submedianen Cervicalgruben markant, extern lediglich als flache Depression, aufgeteilt in 2 Äste. Branchiocardiacalfurche ebenfalls nur median tiefer entwickelt, auf der Branchialregion als undeutliches, gekerbtes Band. Gastricalregion besetzt von 4 in einer Linie angeordneten Tuberkeln, die zusammen mit den je 3 schwächeren Höckerchen der vorderen Branchialregion eine charakteristische Querreihe bilden. Eine ± parallele kürzere Reihe verbindet das vordere Ende der Längscrista der Branchialregion mit dem Seitendorn. Branchialcrista von Cervicalfurche bis fast zum Hinterrand durchlaufend; schmal, mit 7—10 Tuberkelchen besetzt. Medianer Längswulst von Mesogastricalregion bis zum Hinterrand, nur zwischen Urogastrical- und Cardiacalregion deutlich unterbrochen, versehen mit mehr als 10 Tuberkeln. Hintere Enden der 3 Längscristae verbunden durch ± parallel zum Hinterrand verlaufende Reihe schwächerer Warzen, ein Äquivalent der Leisten der Intestinalregion bei den übrigen Necrocarcininae.

Scheren mit schlankerer Palma als *Necrocarcinus*, sich ebenfalls gegen den Index leicht verbreiternd. Index so lang wie Palma, stärker nach außen abstehend. Dactylus nur wenig länger, beide gleichsinnig nach außen gekrümmt (siehe

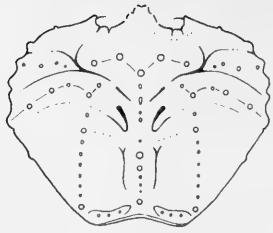


Abb. 4: *Cenomanocarcinus vanstraeleni* STENZEL 1945

STENZEL 1945, Taf. 44, Fig. 6). Abdomensegmente mit kräftiger Skulptur; gegliedert durch 3 Längsreihen von Dornen, medianer Dorn am stärksten.

Die 3 markanten, mit zahlreichen Tuberkeln besetzten Längscristae veranlaßten bereits VAN STRAELEN 1936 zur Abtrennung als selbständige Gattung. STENZEL konnte anhand des reichen Materials von *C. vanstraeleni* STENZEL überzeugend darlegen, daß es sich bei *Raninella* (?) *armata* RATHBUN (1935 : 50, Taf. 11, Fig. 32—33) aus dem oberen Alb von Texas um den Abdomen-Rest eines Vertreters von *Cenomanocarcinus* handelt. Aus einem etwas höheren Horizont (Pawpaw shale gegenüber Denton clay) der gleichen Gegend (Tarrant County) machte STENZEL 1945 unter *N. renfroe* eine Art bekannt, die eine vermittelnde Stellung zwischen *Cenomanocarcinus* und *Orithopsis tricarinatus* einnimmt: eine mediane Längscrista erstreckt sich von der Gastricalregion bis zum Hinterrand. Die Anordnung der kleinen Tuberkel darauf entspricht den Verhältnissen bei *O. tricarinatus*. Mesogastricalregion mit einem schwachen vorderen und einem kräftigen hinteren Tuberkel, Urogastricalregion mit einem zweigeteilten Höcker; Cardiacalregion bereits stark verschmälert, hinter einem kräftigen Doppeltuberkel folgen mehrere schwächere. Von der Cardiacalregion zieht wie bei *Cenomanocarcinus* eine nur angedeutete Leiste zum Vorderende der Metabranchialcrista. Gegenüber dem etwa gleichaltrigen *C. oklahomensis* RATHBUN sind die Tuberkel weit weniger markant, besonders in der querverlaufenden Reihe vor der Cervicalfurche. Die schlankere Carapax-Form — zu einem nicht unbeträchtlichen Teil bedingt durch die Erhaltung — mögen STENZEL zur Zuordnung zu *Necrocarcinus* bewogen haben. Als jüngster Vertreter dürften hier die beiden unter *Campylostoma pierrence multituberculatus* JOLEAUD & HSU (1935 : 107, Abb. 10) beschriebenen Reste aus dem Senon von Niger anzuschließen sein. Von *N. pierrense* unterscheidet sich die afrikanische Art durch seine 3, für *Cenomanocarcinus* charakteristischen durchgehenden Längscristae. Aus dem Cenoman von Jerusalem erwähnen REMY & AVNIMELECH unter *C.* cf. *vanstraeleni* einen Rest, ohne ihn näher zu beschreiben.

V o r k o m m e n : ob. Alb — Senon

C. oklahomensis (RATHBUN 1935), ob. Alb, Oklahoma

C. armatus (RATHBUN 1935), ob. Alb (Denton clay), Texas

C. renfroe (STENZEL 1945), ob. Alb (Pawpaw shale), Texas

C. vanstraeleni Stenzel 1945, Cenoman (Woodbine form.), unt. Turon (Britton formation), Texas
C. inflatus (Milne-Edwards 1886), ob. Cenoman, Turon, Nordfrankreich
C. cf. *vanstraeleni* in Remy & Avnimelech 1955, Cenoman, Israel
C. multituberculatus (Joleaud & Hsu 1935), Senon, Niger/Afrika

4. Gattung *Orithopsis* Carter 1872

Genotypus: *O. tricarinatus* Bell 1863, ob. Greensand, Südengland.

Diagnose: Carapax breiter als lang, nach hinten sich stärker verschmälernd; Supraorbitalrand stark gegliedert. Frontoorbitalrand breiter als 1/2 Carapax-Breite. Anterolateralrand mit kräftigen Dornen. Cervicalfurche lateral in 2 fast gleich tiefe Äste spaltend. Durchgehende mediane Längscrista; Epibranchialregion mit vorwärtsgeschwungenem, bogenartig verlaufendem Wulst; Metabranchialregion mit Längscrista.

Beschreibung: Carapax breiter als lang, größte Breite in der vorderen Hälfte in Höhe des Seitendorns, nach hinten trapezförmig verjüngt. Rostrum zweilappig. Große Orbita mit kräftigem Epiorbitaldorn. Fissuren des Supraorbitalrandes als tiefe Einschnitte ausgebildet. Anterolateralrand mit 3 kräftigen Dornen, die sich als flache Wülste tief in Hepatical- und vordere Branchialregion hinein fortsetzen. Posterolateralränder glatt, trapezförmig gegen den Hinterrand konvergierend. Cervicalfurche lateral in 2 annähernd gleich tiefe Äste aufspaltend. Branchiocardiacalfurche median ausgeprägt, nur auf dem inneren Drittel der Branchialregion als gekerbtes Band entwickelt. Protogastricalregion mit 2 Tuberkeln. Schwach abgesetztes, dreieckiges Mesogastricalfeld mit medianer Längscrista, die bis zum Hinterrand durchläuft; nur zwischen Urogastrical- und Cardiacalregion durch eine seichte Depression leicht unterbrochen. Crista besetzt mit schwachen Tuberkeln: 2 auf der Mesogastrical-, 2 auf der Urogastrical- und meist 3 auf der Cardiacalregion; letztere nicht selten auch mit submedianem Tuberkelpaar, wohl als Geschlechtsdimorphismus deutbar. Intestinalregion als außerordentlich kurze Depression. Epibranchialregion mit vorwärtsgeschwungenem, bogenartigem Wulst als Verbindung zwischen der breit ausgezogenen Urogastricalregion und dem kräftigen Seitendorn; versehen mit einem Tuberkel. Metabranchialregion mit einwärts gekrümmter Längscrista, als Verbindung von 3 Tuberkeln.

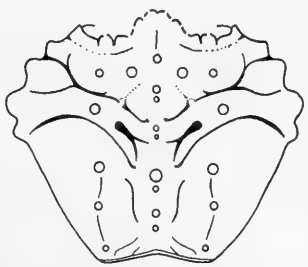


Abb. 5: *Orithopsis tricarinatus* (Bell 1863)

O. bonneyi Carter unterscheidet sich von *O. tricarinatus* nur geringfügig; nach Carter's Beschreibung und Abbildung scheinen vor allem die mediane Längscrista und die Tuberkel kräftiger ausgebildet, und der Frontoorbitalrand stärker gegliedert zu sein. Wahrscheinlich handelt es sich nur um Reste von *O. tricarinatus*[1]).

Hier anzuschließen ist möglicherweise *N. isericus* Fritsch aus dem Turon Böhmens. Die Abbildungen bei Fritsch und die schematische Zeichnung bei Glaessner (1929, Taf. 10, Fig. 7) zeigen eine zwar in der Intensität reduzierte, in der Ausbildung der Depressionen und Regionen jedoch verhältnismäßig gut mit *O. tricarinatus* übereinstimmende Gliederung des Carapax.

Orithopsis steht in der Anlage der medianen Crista und der Metabranchialcrista und in der Anordnung der Tuberkel vermittelnd zwischen den Gattungen *Paranecrocarcinus* und *Cenomanocarcinus*. Gleichzeitig weist *O. tricarinatus* eine Reihe gemeinsamer Merkmale mit *Xanthosia fischeri* (Milne-Edwards 1863) und mit dem dieser Art sehr benachbarten *Etyus martini* Mantell 1844 auf. Übereinstimmung herrscht in der Gestaltung der medianen Regionen, während es auf den äußeren Regionen infolge des größeren Breitenwachstums dieser beiden Arten zu einer stärkeren Differenzierung kam. Die Tuberkel der Protogastricalregion sind zu Höckern umgestaltet, der äußere zu einem transversalen Wulst gestreckt. Der auf der Epibranchialregion zum Seitendorn bogenartig angelegte Wulst löst sich in 2 Cristae auf. Der Posterolateralrand konvergiert infolge einer erheblichen Reduktion von Meso/Metabranchialregion sehr stark. Die beiden Gattungen dürften schon früh von einer gemeinsamen Organisationsstufe abgezweigt sein.

V o r k o m m e n : ob. Apt — Turon

O. tricarinatus (Bell 1863), ob. Apt — unt. Cenoman, Südengland, Nordspanien

O. bonneyi Carter 1872, ob. Apt, unt. Cenoman, Südengland

O. isericus (Fritsch & Kafka 1887), Turon, Böhmen.

5. Gattung *Protonecrocarcinus* n. gen.

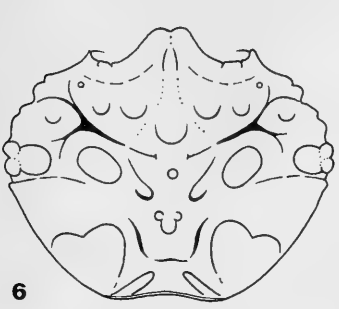
G e n o t y p u s : *P. ovalis* (Stenzel 1945), Turon (Eagle Ford group), Texas

D i a g n o s e : Carapax elliptisch, breiter als lang. Frontoorbitalrand größer $^1/_2$ Carapax-Breite. Anterolateralrand mit dornenartigen, breiten Fortsätzen. Gastricalregion als flügelartiger Querwulst, jedoch mit abgesetztem Mesogastrical-Höcker. Mediane Regionen gegliedert und voneinander getrennt. Epibranchialregion innen mit schräg gestelltem Buckel, extern mit kräftiger Tuberkelgruppe. Metabranchialregion nahezu ungegliedert und einheitlich gewölbt.

B e s c h r e i b u n g : *N. ovalis,* die einzige bisher bekannte Art, wurde bereits von Stenzel nur mit Vorbehalten zu *Necrocarcinus* gestellt. Gewisse Über-

[1]) Nach Drucklegung des Manuskripts bestätigte Dr. C. W. Wright in einer brieflichen Mitteilung diese Vermutung. Im Rahmen einer Revision der Brachyuren der englischen Kreide konnte er feststellen, daß die als *O. bonneyi* beschriebenen Stücke lediglich ungenügend präparierte Reste von *O. tricarinatus* sind.

einstimmungen in der Skulptur mit *N. graysonensis* bewogen ihn zu dieser Zuordnung, wobei er die Sonderstellung ausdrücklich betonte. Tatsächlich sind bei dieser, leider nur mit einem einzigen Carapax belegten Art aus dem Turon von Texas alle den 4 Gattungen *Necrocarcinus, Paranecrocarcinus, Cenomanocarcinus* und *Orithopsis* gemeinsamen Tuberkel, Höcker und Furchen vorhanden. Zugleich weist *P. ovalis* im Umriß und in der allgemeinen Gliederung auf einen relativ wenig bekannten Dynomeniden hin, auf die Gattung *Cyphonotus*.



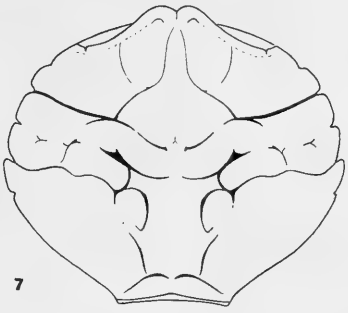


Abb. 6: *Protonecrocarcinus ovalis* (Stenzel 1945)
Abb. 7: *Cyphonotus oxythyreiforme* (Gemmellaro 1870)

Cyphonotus Bell 1863 mit der Typusart *C. incertus* Bell ist in wenigen Arten und Exemplaren vom Tithon bis ins Cenoman überliefert. Neben dem in der Tethys weit verbreiteten *C. oxythyreiforme* (Gemmellaro 1870) und dem nach Glaessner (1933: 183) mit dieser Art identischen *C. transitorius* Remeš aus dem Tithon Europas sind hier folgende Formen anzuschließen:

Palaeodromites octodentatus Milne-Edwards 1865, Valendis/Hauterive, Yonne
Cyclothyreus autissiodorensis van Straelen 1936, Hauterive, Yonne
Pithonoton renevieri Tribolet 1876, unt. Urgon, Schweizer Jura
Cyphonotus incertus Bell 1863, unt. Alb-Cenoman, NW-Europa, Nordspanien
Distefania himeraensis Checchia-Rispoli 1917, Cenoman, Sizilien

Distefania centrosa van Straelen 1940 aus dem Cenoman von Navarra ist identisch mit der Typusart; der Gattungsname *Distefania* ist damit als jüngeres Synonym zu *Cyphonotus* aufzugeben. Das Original zu *P. renevieri*, ein schlecht erhaltenes Carapax-Bruchstück, lag zum Vergleich vor; es ist nach den vorhandenen Furchen am besten bei *Cyphonotus* einzuordnen. Wahrscheinlich gehört auch *Cyclothyreus* (?) *sergipensis* Beurlen aus dem Alb NE-Brasiliens hierher.

Die bei *Cyphonotus* noch zum Carapax-Rand durchgehende Branchiocardiacalfurche ist bei *P. ovalis* bereits weitgehend reduziert. Im ovalen Umriß, in der Ausbildung der Zähne des Carapax-Randes und in der Lage der Orbiten herrscht eine vorzügliche Übereinstimmung. Selbst die äußere Fissur des Supraorbitalrandes ist bei *C. oxythyreiforme* bereits angedeutet. Dagegen besteht die Skulptur bei *Cyphonotus* überwiegend aus einer einheitlichen feinen Granulation. Mit einer ersten Anlage größerer Tuberkel auf Gastrical- und Cardiacalregion leitet *C. autissiodorensis* zu der in Tuberkel und Höcker differenzierteren Gliederung

bei *P. ovalis* über. Andererseits wird die enge Verwandtschaft mit den Necrocarcininae durch die Existenz eines Querwulstes auf der Gastricalregion, den Tuberkel der vorderen Branchialregion, den Höcker und die Tuberkel-Dreiergruppe auf der Epibranchialregion, den Mesogastrical- und Cardiacal-Höcker und eine beginnende Differenzierung der Metabranchialregion dokumentiert.

V o r k o m m e n : *P. ovalis* (Stenzel 1945), Turon (Eagle Ford group), Texas.

6. Gattung *Pseudonecrocarcinus* n. gen.

G e n o t y p u s : *P. quadriscissus* (Noetling 1881), mittl. Maastricht/Maastricht. (Taf. 13, Fig. 3)

D i a g n o s e : Carapax breiter als lang, Frontoorbitalrand etwa 1/2 Carapax-Breite. Meso/Protogastricalregion als flügelartiger Querwulst. Mediane Regionen wenig gegeneinander abgesetzt. Epibranchialregion innen mit Buckel, außen Tuberkelgruppe; Metabranchialregion mit schwacher Längscrista. Skulptur aus Gruppen kleinerer Tuberkel, in der Anordnung unregelmäßig. Sulcus des Rostrum mit 2 charakteristischen Grübchen. Tief eingeschnittenes, winkelförmiges Grübchen als seitliche Begrenzung der Urogastricalregion.

B e s c h r e i b u n g : *P. quadriscissus* zeigt in Umriß, Oberflächengliederung und Skulptur größere Abweichungen von den bisher besprochenen Gattungen, wenngleich die den Necrocarcininae eigentümlichen Grundelemente vorhanden sind. Vor der Cervicalfurche bilden Meso- und Protogastricalregion einen zusammenhängenden flügelartigen Querwulst, wobei die Grenzen der ursprünglich durch die seichte Gastroorbital-Furche abgetrennten Mesogastricalregion noch schemenhaft durchscheinen. Lateral zweigt von der Cervicalfurche außer der vorwärtsgerichteten Antennalfurche ein schwächerer hinterer Ast ab; er trennt die wie üblich mit einem stärkeren Tuberkel besetzte vordere Branchialregion ab. Die Branchiocardiacalfurche hat den gleichen geschwungenen Verlauf wie bei *Cyphonotus*. Die Urogastricalregion wird seitlich durch ein außergewöhnlich tief eingeschnittenes, winkelförmiges Grübchen begrenzt. Ein zweites charakteristisches Grübchenpaar liegt in der Fortsetzung des Rostrum-Sulcus, als Umbildung der Gastroorbitalfurche deutbar. Seitlich davon ist ein 3. schwaches Grübchenpaar entwickelt. Die medianen Regionen sind nur geringfügig voneinander abgesetzt. Cardiacal- und Intestinalregion trennt eine seichte Querdepression. Von ihr aus laufen wie bei allen Necrocarcininae und bei *Cyphonotus* 2 schwache, nach hinten divergierende Leisten gegen den in einem flachen Winkel einspringenden Hinterrand. 3 aus zahlreichen Wärzchen zusammengesetzte Tuberkel-Gruppen bilden auf der Branchialregion einen Längswulst. Eine weitere Tuberkel-Gruppe auf der äußeren Epibranchialregion entspricht dem verbindenden Tuberkel bei *N. texensis,* der Tuberkel-Gruppe bei *Protonecrocarcinus* und *Paranecrocarcinus* und dem bogenartigen Querwulst bei *Orithopsis* und *Cenomanocarcinus*. Die besten Übereinstimmungen bestehen mit *N. texensis,* nur daß an Stelle kräftiger Einzeldornen viele kleine Tuberkelchen angelegt wurden.

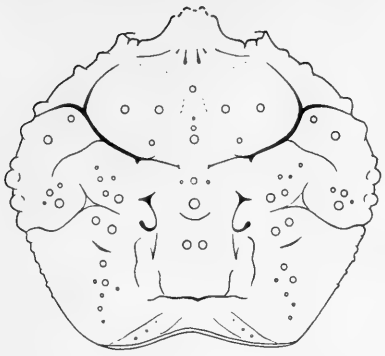


Abb. 8: *Pseudonecrocarcinus quadriscissus* (NOETLING 1881)

Identisch mit *P. quadriscissus* ist ein ebenfalls aus dem mittleren Maastricht der Limbourger Gegend stammender, von FORIR 1889 als *Dromiopsis ubaghsi* beschriebener Carapax. Die Abbildung bei NOETLING ist wenig treffend; wesentlich besser sind die Verhältnisse bei FORIR wiedergegeben, besonders in dessen ausgezeichneter Beschreibung. GLAESSNER stellte daher im Fossilium Catalogus *D. ubaghsi* mit Recht zu den Calappiden.

Vorkommen: *P. quadriscissus* (NOETLING 1881), synonym *D. ubaghsi* FORIR, mittl. Maastricht/Maastricht.

7. Tertiäre Necrocarcininae und unbestimmbare Reste

Die bisher auf das Original-Exemplar beschränkt gebliebene Art *N. bispinosus* SEGERBERG 1900 aus dem Dan Südschwedens weicht zu stark von den kretazischen Necrocarcininae ab, um sie einer der besprochenen Gattungen zuweisen zu können. Die kurze Beschreibung SEGERBERG's, die undeutliche Abbildung und der schlechte Erhaltungszustand machen eine Zuordnung schwierig. Im Fehlen einer deutlichen Cervicalfurche, in der Ausbildung langer Dornen auf den Seitenrändern, in der einheitlich feinen Granulation und in der durchgehenden Anlage von Mesogastrical/Urogastrical/Cardiacalregion, die im wesentlichen nur durch das für die Necrocarcininae charakteristische v-förmig angeordnete Cervicalgruben-Paar unterbrochen wird, entspricht *N. bispinosus* auffallend der im Eozän Englands verbreiteten *Campylostoma mutatiforme* BELL. Zu dieser Gattung rechnete RATHBUN 1917 bereits 2 Reste aus dem Senon (Pierre shale) von Dakota unter dem Namen *C. pierrense*. 1935 stellte sie sie zusammen mit neuen Funden aus dem unteren Campan von New Jersey zur Gattung *Necrocarcinus*. ROBERTS erkannte anhand besseren Materials, daß es sich bei den Exemplaren aus New Jersey um eine selbständige Art handelt und trennte sie als *N. rathbunae* ab. Während *N. rathbunae* in allen Merkmalen ein typischer Vertreter der Gattung *Necrocarcinus* ist, nimmt *N. pierrense* infolge einer etwas abweichenden

Skulptur (s. S. 174) eine gewisse Sonderstellung innerhalb der Gattung *Necrocarcinus* ein.

Zur engsten Verwandtschaft von *Campylostoma* zählt zweifellos *Camarocarcinus arnesoni* HOLLAND & CVANCARA 1958 aus dem Eozän von Dakota. Die beiden Autoren sprachen die Art irrtümlich als Raniniden an. Während bei *Campylostoma* noch die für *Necrocarcinus* typischen Höcker andeutungsweise erscheinen, sind Höcker und Tuberkel bei *Camarocarcinus* vollkommen reduziert. Die Carapax-Oberfläche ist einheitlich fein granuliert. Die Carapax-Seitenränder sind mit 4 Dornenpaaren besetzt, die in ihrer Lage und im Größenverhältnis zueinander vollkommen den Seitendornen bei *Campylostoma* entsprechen. *Campylostoma* und *Camarocarcinus* sind über *C. bispinosa* von *N. insignis* oder einer nahestehenden Art der Gattung *Necrocarcinus* abzuleiten.

Noch eine weitere als *Necrocarcinus* gedeutete Art aus dem Eozän Nordamerikas gehört wohl als selbständige Gattung hierher. Die von RATHBUN nur mit Vorbehalten bei *Necrocarcinus* eingereihte Art *N. hannae* aus dem Eozän Californiens zeigt gewisse Ähnlichkeiten mit *Campylostoma:* schwach entwickelte Cervicalfurche; Urogastrical/Cardiacalregion als einheitlicher Längswulst bis zum Hinterrand durchgehend; vor der Cervicalfurche eine querverlaufende Reihe von 7 Tuberkeln. Dagegen ist die randliche Lage der Längscrista auf der Metabranchialregion ganz ungewöhnlich und abweichend. Das bisher bekannt gewordene Material von *N. hannae* ist für eine Zuordnung unzureichend und müßte neu untersucht werden.

Unbestimmbar bleiben die von RATHBUN (1935: 46, Taf. 11, Fig. 31, Taf. 13, Fig. 6) als *Necrocarcinus* sp. gedeuteten Reste aus dem oberen Alb von Texas. Sie besitzen in der groben Skulptur einige Ähnlichkeit mit *Astacodes davisi* STENZEL 1945. Ebenso zu fragmentär sind die beiden von STOLICZKA 1873 zu *Necrocarcinus* gestellten Bruchstücke aus der oberen Kreide Indiens.

8. Irrtümlich zu *Necrocarcinus* gestellte Arten

Sicherlich auszuscheiden ist der bei FRITSCH (1887: Taf. 10, Fig. 12) als *N. avicularis* abgebildete Carapax-Rest aus dem Cenoman Böhmens, im Text als *(Cancer ?) modestus* angeführt. Er weist in der geringen Oberflächengliederung, der starken Reduktion der Furchen und einer gleichmäßigen, groben Warzenskulptur weitgehende Übereinstimmungen mit der Gattung *Graptocarcinus (G. muiri* STENZEL 1944, ob. Alb/Mexiko; *G. texanus* ROEMER 1887, Cenoman/Texas) auf. Hier anzuschließen ist auch *Cyphonotus integrimarginatus* WRIGHT 1950 aus dem Cenoman Südenglands. Umriß und Skulptur, die einander sehr genäherten Orbiten und die reduzierten, nur noch median tiefer entwickelten Furchen entsprechen vorzüglich den Verhältnissen bei *Graptocarcinus. G. integrimarginatus* ist möglicherweise identisch mit *G. modestus.* In die nähere Verwandtschaft gehören *Caloxanthus (C. americanus* RATHBUN 1935, ob. Alb/Texas; *C. formosus* MILNE-EDWARDS 1864, Cenoman/Nordfrankreich; *C. perlatus* (FRITSCH 1887), Turon/Böhmen (s. S. 185) und die von dieser Gattung wohl ab-

zuleitenden Formen *Creticarcinus purleyensis* Withers (1928, unt. Senon/Südengland), *Carpiliopsis ornata* Segerberg (1900, Dan/Südskandinavien) und *„Goniocypoda" tessieri* Remy & Tessier (1954, Maastricht/Senegal). Gegenüber *Graptocarcinus* ist bei *Caloxanthus* der Frontoorbitalrand wesentlich breiter und gerade abgestutzt, die Orbiten liegen weiter auseinander und es kommt durch eine starke Annäherung von Infraorbitallobus an den Supraorbitalrand zu einer ununterbrochenen Umrandung der Orbita.

Necrocarcinus glaber Woodward 1898, eine auf einem einzigen Carapax-Bruchstück basierende Art aus dem oberen Greensand Südenglands hat keine Ähnlichkeit mit einer der angeführten Gattungen. Nach Woodward's kurzer Beschreibung und der mäßigen Abbildung bestehen weitaus größere Bezüge zu den Prosoponiden. Erst vergleichende Neuuntersuchungen am Originalexemplar werden klären können, ob der Rest bei *Plagiophthalmus, Goniodromites* oder einem anderen Pithonotiden einzureihen ist.

9. Necrocarcininae-Scheren

Taf. 13, Fig. 5—6

Funde, bei denen Carapax und Scheren in ursprünglichem Zusammenhang stehen, sind sehr selten und meines Wissens nur bei *N. labeschei, N. woodwardi* und *C. vanstraeleni* gemacht worden. Wenn trotzdem eine Reihe von Arten nur auf isolierten Scheren basiert, dann aufgrund der charakteristischen Scheren-Form der beiden Arten des englischen Gault. Allen diesen Scheren ist eine gedrungene, relativ dicke Palma mit stärker gewölbter Außen- und flacher Innenseite gemeinsam. Distal gegen den Index verbreitert sie sich leicht, proximal zur Carpus-Gelenkung ist sie stark eingeschnürt. Der Index ist außergewöhnlich kurz und steht schwach nach außen ab. Der Dactylus ist etwa doppelt so groß, wesentlich stärker und legt sich annähernd quer zur Palma. Insgesamt entsprechen sie gut einer bei den rezenten Calappiden weit verbreiteten Scherenform, die neben der Funktion als Knackschere, an den Anterolateral-Frontoorbitalrand angelegt, als eine Art Schutzschild fungiert.

Den Mechanismus derartiger Knackscheren erklärte Tauber (in Papp, Zapfe, Bachmayer & Tauber 1948); er machte vor allem *Calappa heberti* Brocchi für Verletzungen an Scaphopoden-Schalen des Tortons des Wiener Beckens verantwortlich. Bei Versuchen mit lebenden Individuen von 7 Arten der Gattung *Calappa* konnte Shoup 1968 eindrucksvoll Gebrauch und Funktion der Knackschere demonstrieren. Mittels dieser, meist rechts gelegenen Knackschere brechen diese Krebse die Gastropoden-Schale vom Mundsaum her stückchenweise, und häufig schlitzartig auf, bis das Beutetier (Gastropode oder Paguride) freiliegt. Gleiche Gehäusebeschädigungen sind am Gastropoden-Material des Wiener Beckens nicht selten; neben den von Zapfe als Urheber genannten Paguriden dürfte vor allem wiederum *Calappa heberti* die Verletzungen verursacht haben. Aus kretazischen Schichten liegen bisher noch keine derartigen Beobachtungen vor.

Eine Zuordnung zu einer der besprochenen Gattungen wird jedoch problematisch, wenn man die so ganz anders gestalteten Scheren von *C. vanstraeleni* berücksichtigt: eine schlanke, sich distal ebenfalls verbreiternde Palma; Index und Dactylus sind gleich groß und so lang wie die Palma; beide sind gleichsinnig stärker nach außen gebogen. Eine Form, die gleichfalls bei den rezenten Calappiden vorkommt, und zwar als Zwickschere. Bereits bei den als primitivste Brachyuren angesehenen Dromiacea besteht ein auf Sexualdimorphismus beruhender Unterschied in der Ausbildung der Scheren. Die Männchen besitzen in der Regel größere Scheren. Als Zeichen einer höheren Spezialisierung stellt sich bei vielen Familien, darunter auch bei den Calappiden, eine Asymmetrie im Bau zwischen der rechten und linken Schere ein. Diese Heterochelie ist weitverbreitet; meist ist die eine als Knack-Schere, die andere als Zwickschere ausgebildet, und häufig liegt diese Knackschere rechts. An den 24 teils vorliegenden (11), teils abgebildeten kretazischen Necrocarciniden-Scheren ließ sich keine derartige Spezialisierung feststellen. Rechte (11) und linke (13) Scheren waren fast gleich stark vertreten, und zwar nicht nur bezogen auf die Gesamtzahl, sondern auch bei den zu einer Art gerechneten Einzelscheren von einem Fundpunkt. Bei den Kreide-Necrocarcininae scheint es demnach eine Heterochelie noch n i c h t gegeben zu haben. So hat das von STENZEL 1945 abgebildete Exemplar von *Cenomanocarcinus vanstraeleni* zwei gleiche Zwickscheren. Ähnlich gebaute Scheren sind aus kretazischen Schichten nicht bekannt; möglicherweise läßt sich hier die von FORIR als Dromiiden-Schere gedeutete Palma (1889: 93, Taf. 14, Fig. 7, mittl. Maastricht/Maastricht) anschließen. Alle übrigen Scheren gehören zu dem gedrungenen Typ der Knackschere.

N. woodwardi BELL 1863: 20, Taf. 5, Fig. 4, upper Greensand/Südengland
N. labeschei (DESLONGCH.), BELL 1863, Taf. 5, Fig. 5, upper Greensand/Südengland
N. avicularis FRITSCH 1887: 47, Taf. 10, Fig. 2, 10, 11, 13, Cenoman/Böhmen
N. woodwardi SCHLÜTER 1879: 608, Taf. 17, Fig. 2, Cenoman/Norddeutschland
N. franconicus LEHNER 1937: 214, Taf. 19, Fig. 21—22, unt. Turon/Süddeutschland
N. sp. SCHLÜTER 1879: 609, Taf. 17, Fig. 3, unt. Turon/Norddeutschland
N. sp. MERTIN 1941: 240, Taf. 8, Fig. 15, Santon/Norddeutschland
N. cf. *senoniensis* MERTIN 1941: 239, Taf. 8, Fig. 14, ob. Campan/Norddeutschland
N. ornatissimus FORIR 1887: 159, Taf. 7, Fig. 7, ob. Maastricht/Maastricht
N. sp. SEGERBERG 1900: 25, Taf. 3, Fig. 4, 8, Dan/Dänemark

Ganz ähnlich gebaut sind eine Reihe weiterer, unter verschiedenen Namen bekannt gemachte Scheren. Darunter verdient *G. controversa* als älteste derartige Form besondere Beachtung.

„*Gebia*" *controversa* TRIBOLET 1874: 657, Taf. 15, Fig. 1—5, Valanginien, unt. Urgon/Westschweiz

„Gebia" münsteri Robineau 1849: 137, Taf. 5, Fig. 17, Hauterive/Mittelfrankreich
„Actaea" cretacea Rathbun 1935: 55, Taf. 9, Fig. 3, ob. Alb/Texas
Prehepatus pawpawensis Rathbun 1935: 48, Taf. 11, Fig. 26—28, ob. Alb/Texas
Prehepatus cretaceus Rathbun 1935: 47, Taf. 11, Fig. 29—30, ob. Alb/Texas
Cancer (?) *reversus* Fritsch 1887: 49, Taf. 10, Fig. 3, Cenoman/Böhmen
Prehepatus dilksi Roberts 1962: 183, Taf. 89, Fig. 2, unt. Campan/New Jersey

Die 3 Scheren aus dem oberen Alb von Texas dürften sich sicherlich einem der Carapax-Reste *(N. texensis, Paranecrocarcinus moseleyi, Cenomanocarcinus renfroe)* aus dem oberen Alb von Texas zuordnen lassen. *Cancer reversus* Fritsch stimmt in Form und Skulptur gut mit den etwa gleich alten Scheren von *N. labeschei* überein. Große Ähnlichkeit besitzen ferner die im oberen Maastricht von Limbourg nicht seltenen, als *Pseudomicippe granulosa* (Pelseneer 1886: 170, Abb. 6) beschriebenen Dactylus-Reste und ein gedrungener, mit kräftigen Zähnen besetzter Index aus dem Cenoman von Texas (Rathbun 1935: 57, Taf. 13, Fig. 8, Holotypus zu *Menippe cretacea).*

Dagegen handelt es sich bei *N. perlatus* Fritsch (1887: 47, Taf. 10, Fig. 14) aus dem Turon von Böhmen sicherlich um keine Necrocarciniden-Schere; sie gleicht in Form und Skulptur so sehr der Schere von *Caloxanthus formosus* (Milne-Edwards 1864: 44, 1863, Taf. 9, Fig. 1 d, Cenoman Frankreich), daß sie besser bei dieser Gattung anzuschließen ist (s. S. 182). Im Verlauf dieser Arbeit ergab sich außerdem, daß die in meiner Revision der Erymiden 1965 als *Necrocarcinus*-Schere gedeutete Palma von *Palaeastacus cenomaniensis* Hee (1924: 132, Taf. 3, Fig. 4) identisch ist mit *Dromiopsis gigas* Forir (1887: 162, Taf. 7, Fig. 5, Cenoman von Tournai/Belgien). Diese in der Literatur als *Dromiopsis*-Scheren angeführten Reste *(D. gigas* Forir, *D. rugosa* bei Forir 1887, Taf. 2, Fig. 7, Taf. 7, Fig. 6; *D. rugosa, D. elegans, D. laevior* bei Segerberg 1900, Taf. 1, Fig. 13, 19, Taf. 2, Fig. 2, alle aus dem Dan Südskandinaviens; *D.* sp. Mertin 1941, Taf. 8, Fig. 3—4, Senon Norddeutschland) unterscheiden sich hauptsächlich durch einen längeren (1/3 Palma-Länge) und stärker nach außen gerichteten Index. Damit wird die Frage nach einer Zuordnung solcher isolierter Scheren noch problematischer; denn eine Reihe kretazischer Dynomeniden dürfte ähnlich gebaute Scheren besessen haben. Da bisher jedoch nur bei *Necrocarcinus* Funde im Zusammenhang mit dem Carapax vorliegen, sollen diese charakteristischen Scheren vorerst weiterhin als *Necrocarcinus*-Scheren geführt werden.

Phylogenie

Die in der Literatur unter *Necrocarcinus* beschriebenen Arten lassen sich 6 gut unterscheidbaren Gattungen zuordnen. Ihr gemeinsamer Ursprung ist bei *Cyphonotus oxythyreiforme* oder einer sehr benachbarten Form zu suchen. Mit

Protonecrocarcinus ovalis (Stenzel) und *Cyphonotus autissiodorensis* (van Straelen) sind zwei vermittelnde Arten überliefert. Während *P. ovalis* in der Gliederung der Carapax-Oberfläche alle für die Necrocarcininae typischen Regionen zeigt, stimmt er im ovalen Umriß, der Lage der Orbiten und der Zähne des Carapax-Randes weitgehend mit *Cyphonotus* überein. Umgekehrt deutet sich bei *C. autissiodorensis* mit einer ersten Anlage von Tuberkeln die Differenzierung der Oberflächen-Gliederung an. In der Ausbildung der Orbiten steht *P. ovalis* ebenfalls zwischen *Necrocarcinus* und *Cyphonotus*. Es fehlt eine Orbitalrinne; dagegen ist am Supraorbitalrand wie bei *Cyphonotus* erst die eine, die äußere Fissur entwickelt. Damit rückt eine bisher zu Unrecht stark vernachlässigte Familie stärker in das Blickfeld stammesgeschichtlicher Betrachtungen, die Dynomeniden. Nach Glaessner 1933 ist sie im oberen Jura bereits mit den 4 Gattungen, *Oxythyreus, Cyclothyreus, Diaulax* und *Cyphonotus* vertreten. In der Kreide kommen noch die Gattungen *Trachynotus, Graptocarcinus, Dromiopsis, Glyptodynomene, Polycnemidium, Stephanometopon, Etyus* und *Xanthosia* dazu. Die Gattung *Palaeodromites* Milne-Edwards ist aufzugeben, da *P. octodentatus* Milne-Edwards zu *Cyphonotus* und *P. dacicus* Mücke (aus dem T i t h o n , non Neokom!) zu *Pithonoton etalloni* (Gemmellaro) zu stellen ist. *Oxythyreus* mit der einzigen Art *O. gibbus* (Reuss) wurde bisher nur in wenigen Exemplaren bekannt, beschränkt auf das Tithon von Mähren, Ungarn und Sizilien. Das Gleiche gilt für *Cyclothyreus* mit der Art *C. reussi* (Gemmellaro), der bisher ebenfalls nur aus dem Tithon Mährens, Ungarns und Siziliens vorliegt. Die Arten *C. tithonium* (Gemmellaro), *C. strambergensis* (Remeš) und *C. latum* (Moericke) sind nach Glaessner 1933 identisch mit *C. reussi*. Auf eine Diskussion der Gattung *Diaulax* muß verzichtet werden, da leider weder von der kretazischen Form *D. carteriana* Bell, noch von der jurassischen Vergleichsmaterial zu erhalten war. Bei dieser bisher noch nicht beschriebenen Art aus dem Tithon Niederösterreichs (s. Glaessner 1933) könnte es sich auch um einen der breiter gestalteten Vertreter von *Pithonoton*, etwa *P. etalloni* (Gemm.) handeln. Diese weitverbreitete Art (Sizilien, Südfrankreich, Ungarn, Ost- und Westkarpaten) ist durchaus als Stammform von *Diaulax* denkbar. In der Gliederung des Carapax herrscht eine weitgehende Übereinstimmung. Nimmt man analog der Entwicklungsreihe *Cyphonotus* — Necrocarcininae eine allmähliche Reduktion der langgestreckten Orbitalrinnen an, so kommt man zwanglos zu Verhältnissen, wie sie bei *Diaulax carteriana* mit einem geraden Frontoorbitalrand vorliegen. *Cyphonotus* ist nicht nur mit der höchsten Artenzahl, sondern auch zeitlich und regional am weitesten verbreitet. Das gilt bereits für den jurassischen *C. oxythyreiforme*, der aus dem Tithon von Sizilien, Südfrankreich, Stramberg und Ernstbrunn/Niederösterreich und aus dem Infravalendis von Salève (Haute-Savoie) bekannt wurde. Bei *C. oxythyreiforme* und der Gattung *Cyphonotus* sind die Orbitalrinnen im Vergleich zu den Pithonotiden zwar noch nicht sehr viel mehr verkürzt. Es ist jedoch eine von den Orbitalrinnen bis zum Hinterrand durchgehend scharfe Seitenkante entwickelt, die Dorsal- von ventralwärts umgeschlagener Seitenfläche trennt. Bei *Pithonoton* endet diese insgesamt unscharfer angelegte Kante, soweit sie

überhaupt vorhanden ist, stets spätestens an der Branchiocardiacalfurche. Die ventral gelegene Seitenfläche wird durch die Pleuralnaht in eine obere und untere Hälfte geteilt; der untere (= innere) Teil ist nur in seltenen Fällen erhalten, d. h. bei den meisten Resten handelt es sich um Exuvien, deren Panzer zur besseren Bewerkstelligung des Häutungsvorganges an der Pleuralnaht aufriß. Die obere Hälfte verjüngt sich rasch nach hinten und tritt hinter der Branchiocardiacalfurche nur noch als schmaler Saum in Erscheinung, entsprechend dem Verlauf der Pleuralnaht bei rezenten Formen, wo sie an der Basis des 5. Pereiopoden beginnt. Diese obere Hälfte wird durch Cervical- und Branchiocardiacalfurche gegliedert. Die Cervicalfurche quert sie gradlinig in nahezu senkrechtem Verlauf und vereinigt sich mit der annähernd parallel zur Pleuralnaht liegenden Branchiocardiacalfurche (Abb. 9).

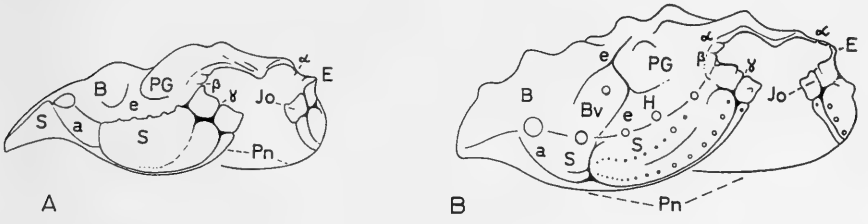


Abb. 9: Seitenansicht und Gliederung der ventral umgeschlagenen Seitenfläche.
A *Paranecrocarcinus hexagonalis* VAN STRAELEN 1936
B *Necrocarcinus labeschei* (DESLONGCHAMPS 1835)
PG Protogastricalregion; *B* Branchialregion; *Bv* vordere Branchialregion; *H* Hepaticalregion; *S* Seitenfläche; *Jo* Infraorbitallobus; *E* Epiorbitaldorn; *Pn* Pleuralnaht; α β γ Fissuren des Orbitalrandes; *e* Cervicalfurche; *a* Branchiocardiacalfurche.

Die gleichen Verhältnisse konnten an dem vorliegenden Material von *Paranecrocarcinus, Necrocarcinus, Orithopsis, Etyus* und *Xanthosia fischeri* festgestellt werden, außerdem an der Abbildung von *P. ovalis*. Bei *Necrocarcinus* ist die ursprünglich scharfe Seitenkante sekundär wieder etwas abgerundet. Gegenüber der Mehrzahl der rezenten Calappiden, aber in Übereinstimmung mit *Cyphonotus* und den Pithonotiden setzen sich bei allen Necrocarcininae Cervical- und Branchiocardiacalfurche auf der umgeschlagenen Seitenfläche fort. In der Ausbildung der Orbita herrschen den rezenten Calappidae entsprechende Verhältnisse. Der Rand ist ein nur von 3 Kerben unterbrochenes Halboval, das median, wo sich die Antennen anschlossen, offen ist. 2 Kerben (α und β) gliedern das Außendrittel des Supraorbitalrandes, die dritte (γ) liegt etwa in der Mitte des Infraorbitallobus. Gegenüber *Cyphonotus* kam es extern zum Verlust der Orbitalrinne; median erfolgte gleichzeitig eine Reduktion der zur Orbitalrinne eingebuchteten Carapaxwand, so daß die Orbita den Platz des medianen Teils der ursprünglichen Orbitalrinne einnimmt. Ventral erfolgte die Ausbildung eines kräftigen Vorsprungs der Seitenfläche, des Infraorbitallobus. Die gleiche Tendenz einer

Verkürzung der Orbitalrinne zeigt das vorliegende Material der Entwicklungsreihe *Pithonoton richardsoni — P. grande — Dromiopsis.* Hier ist bereits im Bajocien bei *P. richardsoni* eine Zweiteilung der Orbitalrinne angedeutet, die wie bei *Dromiopsis rugosa* in der Oberkreide und noch deutlicher bei *D. elegans* besonders dorsal als schwacher Wulst halbkreisförmig die Orbitalrinne in einen äußeren und einen kleineren inneren Teil gliedert. Eine Diskussion der Orbita-Entwicklung im einzelnen ginge über den Rahmen dieser Arbeit hinaus, und soll in einer gesonderten Studie behandelt werden.

Wie bereits betont, nimmt die Gattung *Cyphonotus* in der Entwicklung der Brachyuren im Gegensatz zu den bisherigen Ansichten eine wichtige Stellung ein. Von einem konservativen Stamm *C. oxythyreiforme — C. incertus* zweigen im untersten Neokom die Necrocarcininae ab. Verbindende Zwischenglieder sind *C. autissiodorensis* aus dem Hauterive und eine *P. ovalis* ähnliche, bisher im Neokom noch nicht bekannt gewordene Form. Bereits vor Erreichen des *ovalis*-Stadium spaltete sich *Glyptodynomene* VAN STRAELEN ab. Andererseits lassen sich vom *Cyphonotus*-Stamm die Gattungen mit einer zunehmend reduzierten Gliederung des Carapax ableiten. Einmal *Graptocarcinus* unter Beibehaltung des Umriß und infolge des Verlustes der Orbitalrinnen mit stark genäherten Orbiten, getrennt durch das für *Cyphonotus* charakteristische breite, median leicht geteilte und tief herabgezogene Rostrum. Zum anderen mit größeren Änderungen in der Gestaltung des Frontoorbitalrandes und nahezu allseitig geschlossenen Orbiten *Caloxanthus* und der sehr ähnliche *Carpiliopsis,* und *Creticarcinus.* Problematisch ist die Stellung eines von WRIGHT 1945 als *Calappa cranium* beschriebenen kleinen Carapax aus dem unteren Cenoman Südenglands. Die kurze Beschreibung und die Abbildung sind für eine Diskussion nicht ausreichend; möglicherweise gestattet jedoch das Original bei einem direkten Vergleich weitere Aussagen[2]).

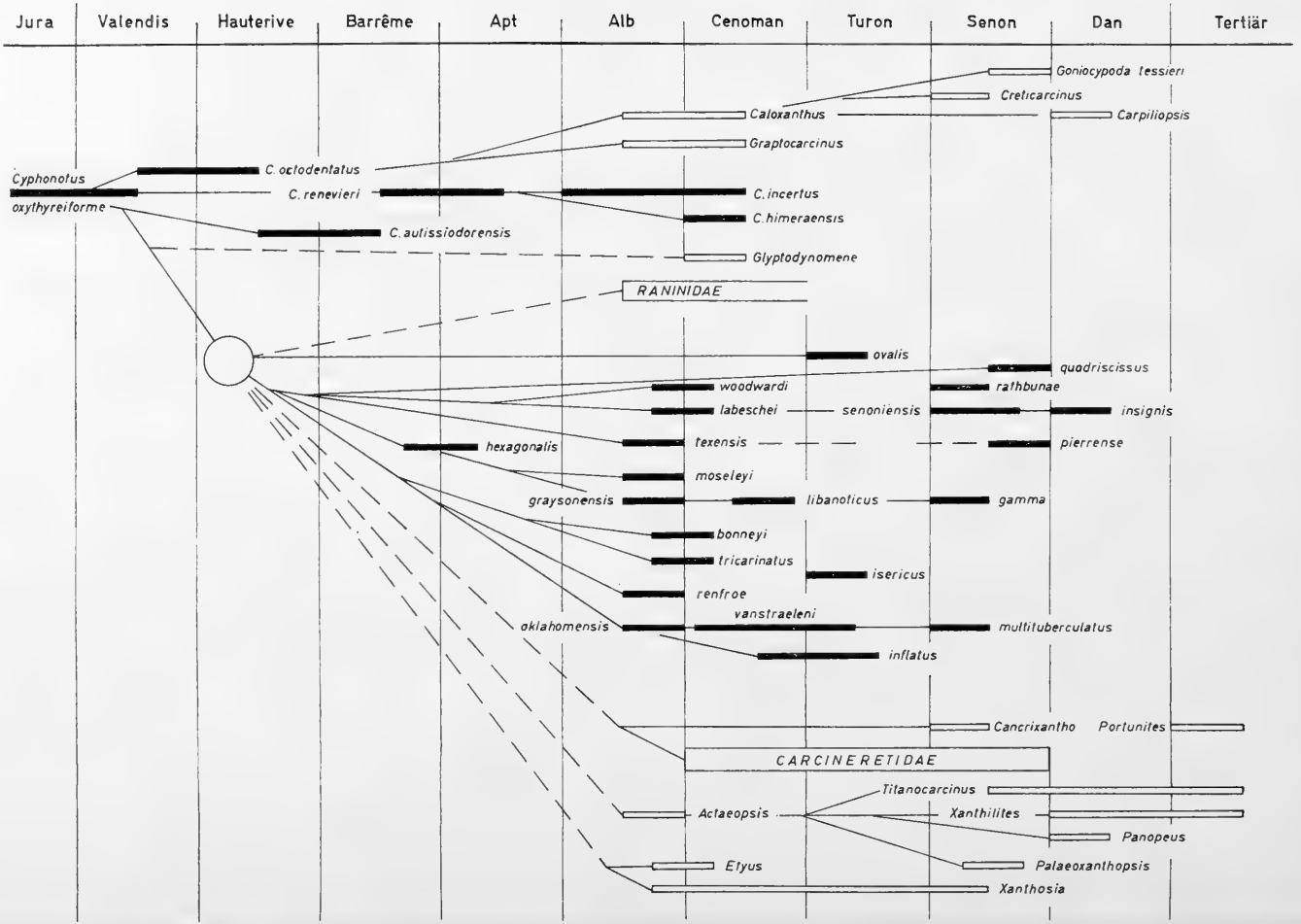
Bei den Necrocarcininae verlief die weitere Entwicklung der einzelnen Gattungen mehr oder minder getrennt. *Paranecrocarcinus* behielt die ovale Grundgestalt am längsten bei. Bei *Necrocarcinus* bleiben die einzelnen Regionen mit groben Einzelhöckern besetzt, nur *N. texensis* zeigt den Ansatz einer Längscrista auf der Metabranchialregion. Hier dürfte der Ursprung von *P. quadriscissus* und von *Thelecarcinus gümbeli* BÖHM zu suchen sein. Bei *Thelecarcinus* kommt es durch die Anlage zweier zusätzlicher, submedianer, kräftiger Tuberkel auf der vorderen Urogastricalregion zu einer größeren Betonung dieser Region. Meso/Urogastricalregion hängen infolge einer stärkeren medianen Reduktion der Cervicalfurche zusammen. Auf der äußeren Epibranchialregion liegt äquivalent zum Querwulst bei *Orithopsis* und *Cenomanocarcinus* und in der gleichen Position wie die Tuberkel-Gruppe bei *P. quadriscissus* ein kräftiger Höcker; insgesamt entspricht die Anordnung der Höcker der Lage der Tuberkel-Gruppen bei *P. quadriscissus.* In die Nachbarschaft gehört möglicherweise auch *Lissopsis transiens*

[2]) Nach freundlicher Mitteilung von Dr. C. W. WRIGHT handelt es sich bei *Calappa cranium* WRIGHT um die Abdomina weiblicher Individuen, die bisher noch keiner der 15 Brachyuren-Arten des gleichen Fundpunktes zugeordnet werden konnten.

Fritsch aus dem Turon Böhmens. Die beiden Höcker der vorderen Branchialregion und der äußeren Epibranchialregion sind bei dieser Art zu einem lateralen Längsbuckel verschmolzen. Vom oberkretazischen *N. insignis* stammen *Campylostoma* und *Camarocarcinus* ab.

Auf die nahen verwandtschaftlichen Beziehungen zwischen Necrocarcininae und den Raniniden ist in der Literatur genügend hingewiesen worden. In der Gliederung und der Skulptur besonders der vorderen Carapaxhälfte bestehen zwischen *Necrocarcinus labeschei* und *Notopocorystes normani* Bell weitgehende Übereinstimmungen. Eine zunehmende Verbreiterung des Carapax mit einer Ausbildung von Seitendornen und Cristae erfolgte bei *Orithopsis* und *Cenomanocarcinus*, zwischen denen *C. renfroe* vermittelnd steht. Hier dürften in einem frühen Stadium nicht nur die extrem verbreiterten, einander sehr nahestehenden Gattungen *Xanthosia* und *Etyus* abgezweigt sein, sondern auch der Ursprung von Xanthiden und Portuniden zu suchen sein. Besonders in der Gestalt und Gliederung der ventral umgeschlagenen Seitenfläche und deren als Infraorbitallobus angelegten vorderen Vorsprung bestehen weitgehende Übereinstimmungen mit den Necrocarcininae. Über den leider zu fragmentären *Actaeopsis* Carter[3]) läßt sich mit *Xanthilites*, den beiden einander sehr benachbarten Gattungen *Palaeoxanthopsis* Beurlen 1958 und *Panopeus* (Segerberg 1900) und dem stärker differenzierten *Titanocarcinus* eine Entwicklungsreihe zu den tertiären Xanthiden verfolgen. An eine *Xanthilites* ähnliche Form können die Dakoticancridae angeschlossen werden. Nach dem vorzüglich erhaltenen, von Kesling 1957 beschriebenen Exemplar gehört *Avitelmessus grapsoides* Rathbun in die nächste Verwandtschaft von *Dakoticancer overana* Rathbun, wenn er nicht überhaupt identisch damit ist. Merkwürdigerweise fielen keinem der Autoren die großen Übereinstimmungen dieser charakteristisch gegliederten Gattungen auf, die zudem aus dem gleichen Vorkommen stammen. Eine zweite Reihe führt über *Cancrixantho* van Straelen 1934 — der in der Skulptur deutliche Verbindungen zu *O. tricarinatus* und *Paranecrocarcinus* zeigt — zu *Portunites* und den Portuniden. Von einer *Cancrixantho* ähnlichen Form, bei dem eine Quergliederung bereits angedeutet ist, ist wahrscheinlich die Familie der Carcineretidae abzuleiten, in der Beurlen 1958 die drei Gattungen *Carcineretes*, *Ophthalmoplax* und *Woodbinax* zusammenfaßte. Möglicherweise gehört hierher auch *Archaeopus rathbunae* Beurlen 1965 aus dem Alb Brasiliens. Die schematische Zeichnung und die Beschreibung sind für eine Zuordnung dieses interessanten Restes nicht ausreichend. *Xanthosia*, *Titanocarcinus*, *Thelecarcinus*, *Xanthilites*, *Palaeoxanthopsis*, *Panopeus* und die *Carcineretidae* weisen in der Ausbildung der Orbita neben den beiden für die Necrocarcininae typischen Fissuren des Supraorbitalrandes weitere Übereinstimmungen auf. Ein detaillierter Vergleich alles bisher bekannt gewordenen Materials dürfte zweifellos eine Klärung der Beziehungen der einzelnen Gattungen zueinander und damit eine Erweiterung der Kenntnis der Stammesgeschichte der

[3]) Nach einer brieflichen Mitteilung von Dr. C. W. Wright stammt der Rest wahrscheinlich gar nicht aus dem Greensand, sondern aus dem bayerischen Alttertiär.


Jura
Valendis
Hauterive
Barrême
Apt
Alb
Cenoman
Turon
Senon
Dan
Tertiär
Goniocypoda tessieri
Creticarcinus
Caloxanthus
Carpiliopsis
Graptocarcinus
Cyphonotus
C. octodentatus
C. renevieri
oxythyreiforme
C. incertus
C. himeraensis
C. autissiodorensis
Glyptodynomene
RANINIDAE
ovalis
quadriscissus
woodwardi
rathbunae
labeschei
senoniensis
insignis
hexagonalis
texensis
pierrense
moseleyi
graysonensis
libanoticus
gamma
bonneyi
tricarinatus
isericus
renfroe
vanstraeleni
oklahomensis
multituberculatus
inflatus
Cancrixantho
Portunites
CARCINERETIDAE
Titanocarcinus
Actaeopsis
Xanthilites
Panopeus
Etyus
Palaeoxanthopsis
Xanthosia

Stratigraphische Verteilung

E Europa
A Nordamerika
O Kleinasien
F Afrika

	Valendis	Hauterive	Barrême	Apt	Alb	Cenoman	Turon	Senon	Dan
Necrocarcinus									
texensis					A				
labeschei					E	E			
woodwardi					E	E			
senoniensis								E	
rathbunae								A	
pierrense								A	
insignis									E
Paranecrocarcinus									
hexagonalis				E					
graysonensis					A				
moseleyi					A				
libanoticus						O			
gamma								A	
Cenomanocarcinus									
oklahomensis					A				
armatus					A				
renfroe					A				
inflatus						E	E		
vanstraeleni						A	A		
cf. *vanstraeleni*						O			
multituberculatus								F	
Orithopsis									
tricarinatus					E	E			
isericus							E		
Protonecrocarcinus ovalis							A		
Pseudonecrocarcinus quadriscissus								E	
Necrocarcininae — Scheren									
„*Gebia*“ *controversa*	E	E	E						
„*Gebia*“ *münsteri*		E							
„*Actaea*“ *cretacea*					A				
Prehepatus pawpawensis					A				
Prehepatus cretaceus					A				
Necrocarcinus woodwardi					E	E			
Necrocarcinus labeschei					E	E			
N. avicularis						E			
N. sp. SCHLÜTER						E			
„*Cancer*“ *reversus*						E			
„*Menippe*“ *cretacea*						E			
N. sp. SCHLÜTER							E		
N. franconicus							E		
N. sp. MERTIN								E	
Prehepatus dilksi								A	
N. cf. *senoniensis*								E	
N. ornatissimus								E	
„*Pseudomicippe*“ *granulosa*								E	
N. sp. SEGERBERG									E

Brachyuren bringen. Dazu wäre ein direkter Vergleich des Original-Materials erforderlich. Nach den bisherigen Erfahrungen bei Neubearbeitungen von Dekapoden sind Beschreibungen und Abbildungen besonders in älteren Arbeiten für Untersuchungsmethoden nach modernen Gesichtspunkten nicht ausreichend und führten immer wieder zu falschen Interpretationen. Der vorliegende kurze stammesgeschichtliche Überblick ist als Anregung und Ansatz zu weiteren Detailarbeiten an den für die Stammesgeschichte der Brachyuren so interessanten Resten der Kreide gedacht.

Literaturverzeichnis

Bell, T., 1858/63: A Monograph of the fossil malacostracous Crustacea of Great Britain. I. Crustacea of the London Clay. — 44 S., 11 Taf. II. Crustacea of the Gault and Greensand. — 40 S., 11 Taf., Mem. Palaeont. Soc. London

Beurlen, K., 1928: Die fossilen Dromiaceen und ihre Stammesgeschichte. — Paläont. Z. **10**, S. 144—183, Abb. 1—7, Berlin.

Beurlen, K., 1930: Vergleichende Stammesgeschichte. Grundlagen, Methoden, Probleme unter besonderer Berücksichtigung der höheren Krebse. — Fortschr. Geol. Palaeont., **8**, S. 317—586, 82 Abb., Berlin

Beurlen, K., 1932: Brachyurenreste aus dem Lias von Bornholm mit Beiträgen zur Phylogenie und Systematik der Brachyuren Decapoden. — Paläont. Z., **14**, S. 52—66, 2 Abb., Berlin

Beurlen, K., 1933: Zur Entfaltung der Brachyuren und zu der Frage der explosiven Formenbildung überhaupt. — Cbl. Miner. Geol. Paläont., Abt. B., S. 473—479, Stuttgart

Beurlen, K., 1958: Dois Crustáceos do Cretáceo superior de Nordeste do Brasil (Decapoda Brachyura). — Bol. Mus. Nacional, N. S. Geol., Nr. **26**, S. 1—23, Taf. 1—3, 4 Abb., Rio de Janeiro

Beurlen, K., 1965: Crustáceos Decápodes na Formacao Richuelo (Cretáceo — Sergipe). — Anais Acad. Brasileira Ciênc., **37**, S. 268—272, 4 Abb., Rio de Janeiro

Böhm, J., 1891: Die Kreidebildungen des Fürbergs und Sulzbergs bei Siegsdorf in Oberbayern. — Palaeontographica **38**, S. 1—106, Taf. 1—5, Stuttgart

Carter, J., 1872: On *Orithopsis Bonneyi*, a new fossil Crustacean. — Geol. Mag. **9**, S. 529—532, Taf. 13, Fig. 1, London

Carter, J., 1898: A Contribution to the Palaeontology of the decapod Crustacea of England. — Quart. J. Geol. Soc. **54**, S. 15—44, Taf. 1—2, London

Checchia-Rispoli, G., 1917: *Distefania*, nuovo genere di Brachiuri del Cenomaniano della Sicilia. — Boll. Soc. Zool. Ital., (ser. 3), **3**, S. 173—186, Taf. 1—2, Rom

Dames, W., 1886: Ueber einige Crustaceen aus den Kreideablagerungen des Libanon. — Z. deutsch. Geol. Ges. **38**, S. 551—575, Taf. 13—15, Berlin

Forir, H., 1887: Contributions a l'étude du système crétacé de la Belgique I. Sur quelques poissons et crustacés nouveaux ou peu connus. — Ann. Soc. Géol. Belgique, **14**, S. 25—56, Taf. 1—2, Liége. II. Etudes complémentaires sur les crustacés. — ebenda, S. 155—175, Taf. 7. III. Bibliographie et tableau des Thoracostracés Crétacés décrits jusqu'a ce jour. — Ann. Soc. Géol. Belgique, **14**, S. 177—195, Liége.

Forir, H., 1889: IV. Troisième note sur des poissons et crustacés nouveaux ou peu connus. — Ann. Soc. Géol. Belg., **16**, S. 445—460, Taf. 14, Liége.

Fritsch, A. & Kafka, J., 1887: Die Crustaceen der böhmischen Kreideformation. — 53 S., 10 Taf., 72 Abb., Prag

Gemmellaro, G., 1870: Studi paleontologici sulla fauna del calcare a Terebratula janitor del Nord di Sicilia. — I. S. 11—18, Taf. 2—3, Palermo

Glaessner, M. F., 1929: Dekapodenstudien. — N. Jb. Miner. Geol. B. B. **63**, Abt. B., S. 137—176, Taf. 6—10, 1 Abb., Stuttgart

Glaessner, M. F., 1932: Neue Krebsreste aus der Kreide. 2. Teil. — Jb. preuß. Geol. Landesanst., **53**, S. 577—586, Taf. 28, 4 Abb., Berlin

Glaessner, M. F., 1933: Die Krabben der Juraformation. — Zbl. Miner. Geol. Paläont., Abt. B., S. 178—191, 4 Abb., Stuttgart

Glaessner, M. F., 1946: Cretaceous Crustacea from Mount Lebanon, Syria. — Ann. Mag. Natur. Hist., **12**, S. 694—707, Taf. 8, 4 Abb., London

Glaessner, M. F., 1960: The Fossil Decapod Crustacea of New Zealand and the Evolution of the Order Decapoda. — New Zealand Geol. Surv., Paleont. Bull., **31**, 63 S., 7 Taf., 24 Abb., Wellington

Hée, A., 1924: Catalogue critique des Crustacés jurassiques du Calvados et de l'Orne. — Bull. Soc. Linn. Normandie, (sér. 7) **6**, S. 126—157, Taf. 3—6, Caen

Holland, F. D. & Cvancara, A. M., 1958: Crabs from the Cannonball Formation (Paleocene) of North Dakota. — J. Paleont., **32**, S. 495—505, Taf. 74, 3 Abb., Tulsa.

Joleaud, L. & Hsu, T. Y., 1935: Crustacés décapodes du Crétacé de Tanout (Damergon, Niger francais). — Arch. Mus. Nat. Hist. Natur., (sér. 6) **13**, S. 99—110, 11 Abb., Paris

Kesling, R. V. & Reimann, I. G., 1957: An upper cretaceous crab, *Avitelmessus grapsoideus* Rathbun. — Contr. Mus. Paleont. Univ. Michigan, **14**, S. 1—15, Taf. 1—4, Ann Arbor

Lehner, L., 1937: Fauna und Flora der Fränkischen Albüberdeckenden Kreide. II. Fauna 2. Teil und Flora. — Palaeontographica A. **87**, S. 158—230, Taf. 16—19, 3 Abb., Stuttgart

Mertin, H., 1941: Decapode Krebse aus dem subhercynen und Braunschweiger Emscher und Untersenon sowie Bemerkungen über einige verwandte Formen in der Oberkreide. — Nova Acta Leopoldina N. F. **10**, S. 149—264, Taf. 1—8, 30 Abb., Halle

Milne-Edwards, A., 1863/64: Monographie des Crustacés de la famille des Cancériens. — Ann. Sci. Natur. Zool., (sér. 4) **20**, S. 273—324, Taf. 5—12; sér. 4, **1**, S. 31—88, Taf. 3—9, Paris

Milne-Edwards, A., 1865: Note sur deux nouveaux Crustacés fossiles du terrain néocomien du département de l'Yonne. — Bull. Soc. Sci. Hist. Natur. Yonne, **19**, S. 341—347, Taf. 5, Auxerre

Mücke, K., 1915: Beitrag zur Kenntnis des Karpathensandsteins im siebenbürgischen Erzgebirge. — Verh. Geol. Reichsanst., S. 154—162, 3 Abb., Wien

Noetling, F., 1881: Ueber einige Brachyuren aus dem Senon von Maestricht und dem Tertiär Norddeutschlands. — Z. deutsch. Geol. Ges., **33**, S. 357—371, Taf. 20, Berlin

Papp, A., Zapfe, H., Bachmayer, F. & Tauber, A. F., 1947: Lebensspuren mariner Krebse. — Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. 1, **155**, S. 281—317, 11 Abb., Wien

Patrulius, D., 1959: Contributions à la systématique des Décapodes Néojurassiques. — Revue Géol. Geogr., Acad. Republ. pop. Roumaine, **3**, S. 249—257, 4 Abb., Bukarest

Patrulius, D., 1966: Les Décapodes du Tithonique inférieur de Woźniki (Carpates Polonaises Occidentales). — Roczn. Polsk. Tow. Geol., **36**, S. 495—517, Taf. 30—31, 5 Abb., Krakau.

Pelseneer, P., 1886: Notice sur les Crustacés décapodes du Maestrichtien du Limbourg. — Bull. Mus. roy. Hist. Natur. Belgique, **4**, S. 161—175, 7 Abb., Brüssel

Rathbun, M. J., 1917: New Species of South Dakota Cretaceous Crabs. — Proc. U. S. Nat. Mus., **52**, S. 385—391, Taf. 32, Washington

Rathbun, M. J., 1923: Decapod Crustacea from the upper Cretaceous of North Carolina. — North Carolina Geol. Econ. Surv., **5**, S. 403—408, Taf. 101—102

Rathbun, M. J., 1935: Fossil Crustacea of the Atlantic and Gulf Coastal Plain. — Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, **2**, 160 S., 26 Taf., 2 Abb., New York

Remeš, M., 1895: Beiträge zur Kenntnis der Crustaceen der Stramberger Schichten. — Bull. Intern. Acad. Sci. Bohème, **2**, S. 200—204, Taf. 1—3, Prag

Remy, J. M. & Avnimelech, M., 1955: *Eryon yehoachi* nov. sp. et *Cenomanocarcinus* cf. *vanstraeleni* Stenzel, Crustacés décapodes du Crétacé supérieur de l'état d'Israel. — Bull. Soc. Géol. France (6), **5**, S. 311—314, Taf. 19 a, Paris

Reuss, A., 1859: Zur Kenntniss fossiler Krabben. — Denkschr. k. Acad. Wiss. Wien, **17**, 90 S., 24 Taf., Wien

Roberts, H. B., 1962: The Upper Cretaceous Crustaceans of New Jersey and Delaware. — in H. G. Richards: The Cretaceous fossils of New Jersey. — New Jersey Geol. Surv., **61**, S. 163—191, Taf. 80—89, 4 Abb., Trenton

Robineau-Desvoidy, J. B., 1849: Mémoire sur les Crustacés du terrain néocomien de St. Sauveur-en-Puisaye. — Ann. Soc. Entom France, (sér. 2) **7**, S. 95—141, Taf. 4—5, Paris

Roemer, F. A., 1887: *Graptocarcinus Texanus,* ein Brachyure aus der oberen Kreide von Texas. — N. Jb. Miner., **1**, S. 173—176, 1 Abb., Stuttgart

Roger, J., 1946: Les invertébrés des couches a poissons du Crétacé supérieur du Liban. Étude paléobiologique des gisements. — Mém. Soc. Géol. France, N. S. **23**, 92 S., 10 Taf., 53 Abb., Paris

Schlüter, C., 1879: Neue und weniger gekannte Kreide- und Tertiärkrebse des nördlichen Deutschlands. — Z. deutsch. Geol. Ges., **31**, S. 586—615, Taf. 13—18, Berlin

Segerberg, K. O., 1900: De Anomura och Brachyura Dekapoderna inom Skandinaviens Yngre Krita. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., **22**, S. 347—390, Taf. 7—9, Stockholm

Shoup, J. B., 1968: Shell Opening by Crabs of the Genus *Calappa.* — Science, **160**, Nr. 3830, S. 887—888, 3 Abb., Washington

Stenzel, H. B., 1944: A new Cretaceous crab, *Graptocarcinus muiri,* from Mexico. — J. Paleont., **18**, S. 550—552, Taf. 93, Fig. 1—5, Tulsa

Stenzel, H. B., 1945: Decapod Crustaceans from the Cretaceous of Texas. — in: Contribution to Geology. — Univ. Texas Publ. **4401**, S. 401—476, Taf. 34—45, 16 Abb., Austin

Stenzel, J. B., 1952: Decapod Crustaceans from the Woodbine formation of Texas. — U. S. Geol. Surv. Prof. Paper **242**, S. 212—217, Taf. 59, Abb. 6—8, Washington

Stoliczka, F., 1873: Cretaceous Fauna of Southern India. — Mem. Geol. Surv. India, Palaeont. Indica, (ser. 8) **4**, S. 65, Taf. 13, Fig. 13—14. Calcutta.

van Straelen, V., 1934: Contribution à l'étude des Crustacés décapodes fossiles de la Catalogne. — Géologie des Pays Catalans, **3**, Nr. 25, Géol. Mediterranée Occidentale, 6 S., 1 Taf., Barcelona

van Straelen, V., 1936: Crustacés Décapodes nouveaux ou peu connus de l'Époque Crétacique. — Bull. Mus. roy. Hist. Natur. Belg., **12**, Nr. 45, S. 1—50, Taf. 1—4, 2 Abb., Brüssel

van Straelen, V., 1940: Crustacés Décapodes nouveaux du Crétacique de la Navarre. — Bull. Mus. roy. Hist. Natur. Belg., **16**, (Nr. 4), S. 1—5, Taf. 1, Brüssel

van Straelen, V., 1944: Anomoure et Brachyures du Cénomanien de la Navarre. — Bull. Mus. roy. Hist. Natur. Belg., **20**, (Nr. 25), S. 1—12, Taf. 1, Brüssel

Tribolet, M., 1874: Sur une nouvelle espèce de crustacé décapode macroure *(Gebia controversa)* des terrains valangien et urgonien de Sainte-Croix. — Bull. Soc. Vaud. Sci. Natur., **13**, S. 657—660, Taf. 15, Neuchâtel

Tribolet, M., 1876: Description de quelques espèces de crustacés décapodes du Valanginien, Néocomien et Urgonien de la Haute-Marne, du Jura et des Alpes. — Bull. Soc. Sci. Natur. Neuchâtel, **10**, S, 294—303, Taf. 1, Neuchâtel

Withers, T., 1928: New Cretaceous Crabs from England and Syria. — Ann. Mag. Natur. Hist., (ser. 10) **2**, S. 457—461, Taf. 13, London

Withers, T., 1932: A Liassic Crab and the Origin of the Brachyura. — Ann. Mag. Natur. Hist., (ser. 10) **9**, S. 313—323, Taf. 9—10, London

Withers, T., 1951: Some Jurassic and Cretaceous Crabs (Prosoponidae). — Bull. British. Mus. (Natur. Hist.), Geology, **1**, S. 171—192, Taf. 15—17, 14 Abb., London
Wright, C. W. & Wright, E. V., 1945: Notes on Some Cretaceous Fossils. — Geol. Mag., **82**, S. 126—129, Taf. 5, London
Wright, C. W. & Wright, E. V., 1950: Some Dromiacean Crabs from the English Cretaceous. — Proc. Geol. Association, **61**, S. 13—27, Taf. 1, 13 Abb., London

Tafelerklärung

Tafel 13

Fig. 1: *Paranecrocarcinus libanoticus* n. sp., aus dem Cenoman (Fischschichten) von Hadjoula/Libanon; X 3,9; Holotypus; (Slg. München, Inv. Nr. 1967 I 333).

Fig. 2: *Paranecrocarcinus hexagonalis* van Straelen 1936; Neokom, Migraine bei Auxerre/Yonne; X 5, Holotypus van Straelen 1936; Taf. 4, Fig. 6—7 (Slg. Mus. Hist. Natur. Genf).

Fig. 3: *Pseudonecrocarcinus quadriscissus* (Noetling 1881); mittl. Maastricht, Maastricht; X 3,4, Holotypus Noetling 1881, Taf. 20, Fig. 4; (Slg. Geol. Paläont. Mus. Berlin k 118).

Fig. 4: *Necrocarcinus senoniensis* Schlüter 1868; ob. Campan, Lemförde/Norddeutschland; X 1,7; Holotypus Schlüter 1868, Taf. 44, Fig. 3; (Slg. Univ. Bonn); Carapax auf der linken Seite zerstört.

Fig. 5: Necrocarcininae-Schere; Valanginien, Chalet du Marais/Auberson; X 2,2; Holotypus *„Gebia" controversa* Tribolet 1874, Taf. 15, Fig. 1—2 (Slg. Geol. Mus. Lausanne) rechte Schere, Außenseite.

Fig. 6: Necrocarcininae-Schere; Unterturon, Bochum; X 1,5, Orig. zu Schlüter 1879, Taf. 17, Fig. 3 (Slg. Univ. Bonn); rechte Schere, Innenseite.

Fig. 7: *Necrocarcinus labeschei* (Deslongchamps 1835); ob. Alb (upper Greensand), Cambridge; X 2,5; (Slg. Geol. Paläont. Mus. Berlin).

Fig. 8: *Necrocarcinus labeschei* (Deslongchamps 1835); Cenoman (craie chloritée), Dives/Calvados X 2,3; (Slg. Geol. Paläont. Mus. Berlin).

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 8 197—218 München, 15. 12. 1968

Holothurien-Sklerite aus der Mittel-Trias der Ostalpen

Von Peter Speckmann, Berlin[1])

Mit 1 Abbildung, 1 Tabelle und 5 Texttafeln

Zusammenfassung

Aus anisischen Kalken des Hochstaufen (bei Bad Reichenhall), des Kaisergebirges und des Fockensteins (zwischen Lenggries und Tegernsee) wurden durch Lösung mit verdünnter Essigsäure Holothuriensklerite gewonnen. Mit Wasserstoffperoxid aufbereitete Mergel aus den oberladinischen Cassianer Schichten erbrachten ebenfalls eine reiche Holothurienfauna. Insgesamt ergab sich bei der Bestimmung in der Familie der Priscopedatidae eine Art der Gattung *Priscopedatus* (fünf weitere werden beschrieben, das Material reicht jedoch zur Aufstellung eines Holotyps nicht aus); *Priscopedatus anguliferus* Zankl aus der Ober-Trias wird im Anis nachgewiesen. Die Familie Calclamnidae ist durch zwei Arten, zu den Gattungen *Calclamna* und *Eocaudina* gehörig, jetzt auch im Anis vertreten. Der Familie Theeliidae lassen sich drei neue Arten der Gattung *Theelia* zuordnen (in Anis und Ober-Ladin), zwei bekannte Arten werden nachgewiesen, eine davon erstmals für Europa. Für die Gattung *Acanthotheelia* kann eine neue Art aufgestellt werden.

Summary

By dissolving anisic limestone of the Hochstaufen near Bad Reichenhall, of the Kaisergebirge and of the Fockenstein (between Lenggries and Tegernsee) with acetic acid, Holothurian sclerites were obtained.

Marl of the upper ladinic Cassian layers, prepared with hydrogen peroxide, likewise yielded a rich Holothurian fauna. Resuming the results one species of the genus *Priscopedatus* of the family Priscopedatidae was obtained (five other species are described, the material does not suffice for the establishment of a holotype). *Priscopedatus anguliferus* Zankl of the Upper Triassic in the Anis is proved. The family Calclamnidae is now also represented in the Anis by two species belonging to the genera *Calclamna* and *Eocaudina*. Three new species may be coordinated to the genus *Theelia* (in Anis and Upper Ladin).

Acanthotheelia spinosa Fr. & Exl. is proven in the Anis, a new species may be established for the genus *Acanthotheelia*.

[1]) Dipl.-Geol. Peter Speckmann, Institut für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität Berlin, 1 Berlin 12, Hardenbergstraße 34.

Fundpunkte

Der größte Teil der im folgenden beschriebenen Fauna stammt aus anisischen Kalken des Hochstaufen (Bad Reichenhall) und des Kaisergebirges. Weiteres Material lieferten Aniskalke des Fockensteins (zwischen Lenggries und Tegernsee) und bei Berchtesgaden (Hallstätter Fazies). Die oberladinischen Formen wurden aus den Cassianer Schichten gewonnen. Zahlreiche und guterhaltene Holothurien-Sklerite aus dem Anis des Hochstaufen fanden sich in massigen, bituminösen Kalken; diese zeigen unter dem Mikroskop unregelmäßige Feinschichtung, die Matrix ist mikritisch bis mikrosparitisch; Bitumen ist in Schlieren angereichert, größere Biogene fehlen völlig. Im Kaisergebirge ist die Skala der Holothurien liefernden Gesteine größer: sie reicht von hellen Spatkalken bis hin zu dunklen Mikriten. Am fündigsten sind jedoch auch hier die Massenkalke; an zweiter Stelle stehen die Knollenkalke.

Die Begleitfauna der Holothurien ist im Anis recht eintönig: in der Regel guterhaltene Conodonten, Crinoiden und durch die Aufbereitungsmethode stark korrodierte Foraminiferen und Ostracoden; letztere sind in einigen Fällen bestimmbar. Die Mergel der Cassianer Schichten dagegen führen zahlreiche und guterhaltene Ostracoden, Foraminiferen, Ophiuren, Gastropoden und Lamellibranchiaten.

Die anisischen Kalke des Hochstaufen konnten mit Hilfe von Conodonten grob gegliedert werden.

Liste der Fossil-Fundpunkte (eine grobe Übersicht gibt Abb. 1):

1. „Schneeloch" am Nordhang des Hochstaufen bei Bad Reichenhall (1200 bis 1300 m NN);
2. Öfenbachgraben (SW-Ecke des Steinernen Meeres bei Saalfelden)
3. Treffauer Massiv (Wilder Kaiser);
4. Bauern-Predigtstuhl (Wilder Kaiser);
5. Westhang des Köpfeln (Wilder Kaiser);
6. NE der Jouenalm (Zahmer Kaiser);
7. Ostseite des Hintersteiner Sees (Kaisergebirge);
8. Mittelstation der Bergbahn Berchtesgaden-Sonneck (750 m NN);
9. SW-Fuß der La Varella (Dolomiten);
10. Seiser Alm (Dolomiten);
11. Forcella di Settsass (Dolomiten);
12. Hang NE Refugio di Pralongia (Dolomiten);
13. Fockenstein (zwischen Lenggries und Tegernsee);

(Aufsammlung der Proben von den Fundpunkten 2—7: Dipl.-Geol. F. Kubanek; 8: Dipl.-Geol. H. Bolz; 9—12: Dr. M. Urlichs; 13: Dr. H. Kallenbach; alle Berlin)

Das Material wurde in der Bayerischen Staatssamlung für Paläontologie und historische Geologie in München hinterlegt.

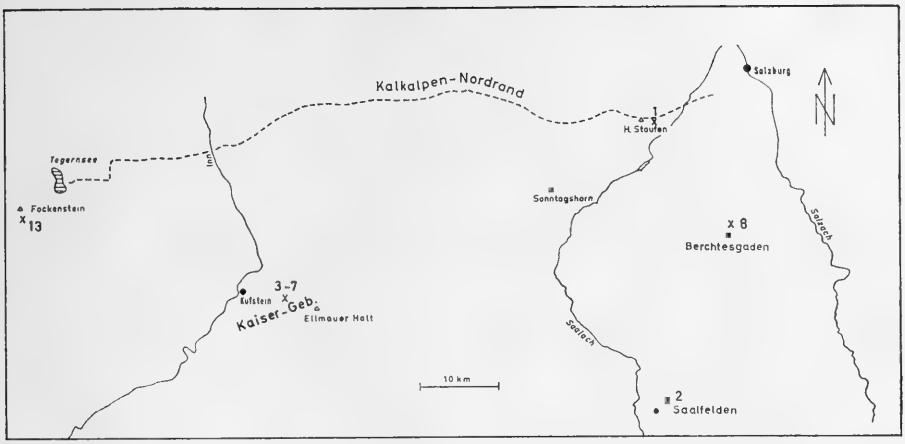


Abb. 1: Lageskizze für die Fundpunkte 1—8, 13.

Aufbereitung und Erhaltungszustand

Um Holothurien-Sklerite in räumlicher Erhaltung zu gewinnen wird das kleinstückige Probenmaterial sieben bis vierzehn Tage mit verdünnter Essigsäure behandelt. Technische Essigsäure (60 %) wird im Verhältnis 1 : 3 mit Wasser verdünnt, für eine 500 g-Probe genügen fünf Liter. Die Dauer des Lösungsprozesses hängt sehr von der Reinheit der Kalke ab. Der Rückstand wird in einem feinmaschigen Sieb vorsichtig gespült und getrocknet, er besteht neben den Skleriten in der Hauptsache aus verhältnismäßig groben Kalk- und Dolomiteinkristallen. Die Tatsache, daß die Sklerite ebenfalls als Einkristalle vorliegen, verzögert den Lösungsprozeß und erbringt relativ unversehrte Exemplare (Zankl, 1966). Die Aufbereitung der Mergel erfolgt in der üblichen Weise durch Schlämmen mit Wasserstoffperoxid. Verkrustete Sklerite können mit verdünntem Desogen nocheinmal gereinigt werden.

Beschreibung der Fauna

Familie Calclamnidae Frizzell & Exline, 1955
Genus *Calclamna* Frizzell & Exline, 1955
Calclamna cf. *germanica* Frizzell & Exline, 1955
Text-Taf. 1, Fig. 5

1936 Anker-Platten — Bartenstein, S. 2—4, Fig. 2a — b, 7.
1937 Holothurien-Ankerplatte — Bartenstein & Brand, Taf. 2A, Fig. 24.
1937 Spicules of holothurian — Mortensen, S. 23, Taf. 3, Fig. 16—19.

Belegstück: Slg. München: Echinod. 502—1
Vorkommen: in anisischen Kalken des Hochstaufen (1 Exemplar)
Beschreibung: Sklerite mit vier zentralen, schmalen, kreuzförmig an-

geordneten Poren. Zwei gegenüberliegende Poren haben größere Durchmesser und verleihen den Platten damit bilaterale Symmetrie im Grundaufbau; diese wird jedoch durch das Hinzutreten weiterer kleiner Poren teilweise wieder aufgehoben. Verhältnis Länge zu Breite: 0,41 mm zu 0,34 mm.

Genus *Eocaudina* MARTIN, 1952, emend. FRIZZELL & EXLINE, 1955

Eocaudina sp.

Text-Taf. 2, Fig. 4, 5

Belegstücke: Slg. München: Echinod. 502—2 bis 502—7

Vorkommen: in anisischen Kalken des Hochstaufen (6 Exemplare)

Beschreibung: Sklerite in Form flacher Uhrgläschen mit zahlreichen Poren. Der Durchmesser liegt zwischen 0,30 mm und 0,54 mm, die Porenzahl zwischen 14 und 53. Die kleineren Exemplare haben polygonal-abgerundeten Umriß und ebensolche Poren; mit wachsender Größe werden sowohl Umriß als auch Porenform runder. Die Aufstellung eines Holotyps empfiehlt sich wegen der Merkmalsarmut der Gattung erst bei Vorliegen zahlreicher Exemplare.

Weitere Vorkommen: in anisischen Kalken des Kaisergebirges: Westhang des Köpfeln, Treffauer Massiv.

Familie Priscopedatidae FRIZZELL & EXLINE, 1955

Genus *Priscopedatus* SCHLUMBERGER, 1890, emend. FR. & EXL.

Priscopedatus triassicus MOSTLER

Text-Taf. 1, Fig. 4, 7, 8

Belegmaterial: Slg. München: Echinod. 502—8 bis 502—11

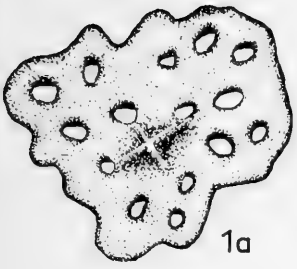
Vorkommen: in anisischen Kalken des Hochstaufen (Schneeloch, 1200 bis 1300 m NN), des Öfenbachgrabens (SW-Ecke des Steinernen Meeres bei Saalfelden) und des Bauern-Predigtstuhles (Wilder Kaiser).

Beschreibung: Die Grundplatte ist rund, nur in einem Fall rhombenförmig, eben oder, von oben gesehen, leicht konvex; in der Mitte sitzt eine kleine Spitze, die von vier großen, kreuzartig angeordneten Poren umgeben ist, zwi-

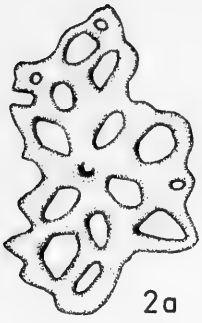
---

Text-Tafel 1

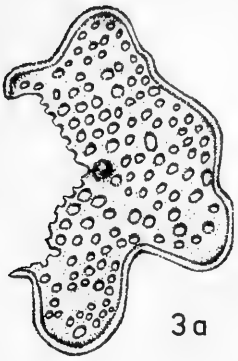
Fig. 1: *Priscopedatus* cf. *anguliferus* ZANKL (100×) (1a: Oberseite; 1b: Querschnitt)
Fig. 2: *Priscopedatus anguliferus* ZANKL (100×) (2a: Oberseite; 2b: Querschnitt)
Fig. 3: *Priscopedatus* sp. 3 (100×) (3a: Oberseite; 3b: Querschnitt)
Fig. 4: *Priscopedatus triassicus* MOSTLER (100×) (4a: Oberseite; 4b: Querschnitt)
Fig. 5: *Calclamna* cf. *germanica* FR. & EXL. (100×)
Fig. 6: *Priscopedatus* sp. 4 (100×) (6a: Oberseite; 6b: Querschnitt)
Fig. 7, 8: *Priscopedatus triassicus* M. (100×) (a: Oberseite; b: Querschnitt)
Fig. 9: *Staurocumites bartensteini* DEFLANDRE-RIGAUD (100×)


1a

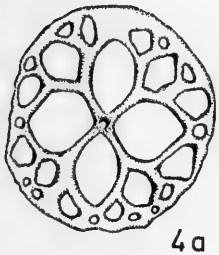
1b

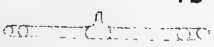

2a

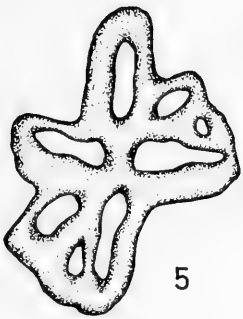
2b

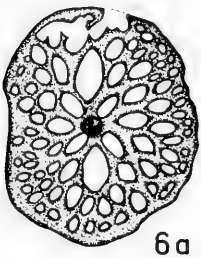

3a

3b

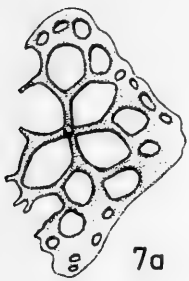

4a


4b


5


6a

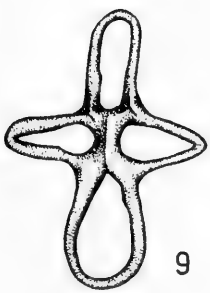
6b


7a

7b

8a

8b


9

schen diese schalten sich zum Rand immer kleiner werdende Poren ein. Die Form der Poren wechselt von abgerundet polygonal über oval bis rund, wobei die größten Poren noch am ehesten polygonale Gestalt haben. Die Porenzahl liegt zwischen 20 und 30.

Die Durchmesser der Platten reichen von 0,29 mm bis 0,40 mm, die Länge der größten Poren beträgt 0,077 mm, die der kleinsten 0,008 mm.

Priscopedatus anguliferus ZANKL, 1966
Text-Taf. 1, Fig. 2

Belegmaterial: Slg. München: Echinod. 502—12

Vorkommen: in mittel- bis oberanisischen Kalken des Hochstaufen (1 Exemplar).

Beschreibung: Ebene Platten mit unregelmäßiger Begrenzung. Um eine kleine Spitze sind vier Poren kreuzförmig angeordnet, dazwischen schalten sich kleinere und größere Poren ein, am Rande liegen einige sehr kleine; ihre Form ist unregelmäßig polygonal bis rund. Gesamtdurchmesser 0,41 mm. *Priscopedatus* cf. *anguliferus* ZANKL (Taf. 1, Fig. 1) hat weniger Poren, sehr viel größere Porenzwischenräume und eine kräftigere, vierkantige pyramidale Spitze.

Priscopedatus sp. 1
Text-Taf. 2, Fig. 1, 3

Belegmaterial: Slg. München: Echinod. 502—13

Vorkommen: in anisischen Kalken des Hochstaufen und des Wilden Kaiser (2 Exemplare)

Beschreibung: Kleine ebene Platten mit unregelmäßiger Begrenzung, einer kräftigen, gegabelten Spitze und wenigen Poren, von denen vier kreuzförmig um die Spitze angeordnet sind. Die Form der Poren ist unregelmäßig, leicht polygonal bis rund. Gesamtdurchmesser: 0,19 mm.

Priscopedatus sp. 2
Text-Taf. 2, Fig. 2

Belegmaterial: Slg. München: Echinod. 502—14

Vorkommen: in anisischen Kalken des Hochstaufen und des Wilden Kaiser (4 Exemplare)

Beschreibung: Kreisrunde Platten, von oben gesehen schwach konvex, mit einer kurzen, kräftigen Spitze im Mittelpunkt und zahlreichen runden und ovalen Poren. Die vier größten Poren liegen kreuzförmig um die Spitze, zum Rand hin verringert sich der Porendurchmesser gleichmäßig.

Die Platten werden von einem dicken, leicht nach innen eingeschlagenen Saum begrenzt. Gesamtdurchmesser: 0,41 mm.

Priscopedatus sp. 3

Text-Taf. 1, Fig. 3

Belegmaterial: Slg. München: Echinod. 502—15

Vorkommen: in anisischen Kalken des Hochstaufen (2 Exemplare)

Beschreibung: Platten mit unregelmäßiger Begrenzung und einem saumartig verdickten und aufgebogenen Rand. Die zahlreichen kleinen Poren sind unregelmäßig angeordnet und haben runde bis ovale Form. In der Mitte sitzt eine lange, im Mittelteil verdickte Spitze.

Gesamtdurchmesser: 0,46 mm.

Priscopedatus sp. 4

Text-Taf. 1, Fig. 6

Belegmaterial: Slg. München: Echinod. 502—16

Vorkommen: in Kalken des mittleren Anis am Hochstaufen (3 Exemplare)

Beschreibung: Ovale bis runde, ebene Platten mit zahlreichen, hauptsächlich ovalen Poren. Um eine kleine Spitze im Mittelpunkt sind kreuzförmig vier mittelgroße Poren angeordnet; in die Zwischenräume schalten sich nach außen weitere Poren ein, von denen zwei einander gegenüber liegende den größten Porendurchmesser haben und so den Platten eine bilaterale Symmetrie verleihen. Im allgemeinen nimmt der Porendurchmesser nach außen sehr rasch ab.

Gesamtdurchmesser: 0,32 mm.

Priscopedatus sp. 5

Text-Taf. 2, Fig. 6, 7, 8

Belegmaterial: Slg. München: Echinod. 502—17

Vorkommen: in anisischen Kalken am Westhang des Köpfeln (3 Exemplare)

Beschreibung: Die Platten haben einen sehr unregelmäßigen Umriß und sind am Rand zu einem Saum verdickt. Die Poren liegen in einem zentralen Feld um die Spitze: vier größere sind kreuzförmig angeordnet. Die Poren werden zum Rande des Porenfeldes kleiner und haben unregelmäßig-rundliche Gestalt. Die vorspringenden Teile der Platten haben keine oder nur sehr kleine Poren. Das Porenfeld ist etwas nach oben durchgebogen und trägt in der Mitte eine kleine Spitze mit unregelmäßigem Querschnitt.

Die Größe der Sklerite liegt zwischen 0,32 mm und 0,47 mm, die Durchmesser der Poren bewegen sich zwischen 0,004 mm und 0,04 mm.

Genus *Staurocumites* Deflandre-Rigaud, 1952
Staurocumites bartensteini Deflandre-Rigaud, 1952
Text-Taf. 1, Fig. 9

1936 Gitterplättchen in Kreuzform — Bartenstein, S. 8, Abb. 4—5, 12, (Lias).
1937 Spicule of Holothurien — Mortensen, S. 26—27, Taf. IV, Fig. 10 (Lias).
1952 *Staurocumites bartensteini* Deflandre-Rigaud, S. 6.
1955 *Priscopedatus bartensteini* (Deflandre-Rigaud) — Frizzell & Exline, S. 103-104, Taf. V, Fig. 4, 6—9.
1961 *Staurocumites bartensteini* Deflandre-Rigaud — Rioult, S. 140—141, Taf. 1, Fig. 10, 18.

Belegmaterial: Slg. München: Echinod. 502—18

Vorkommen: in anisischen Kalken des Wilden Kaiser (Bauern-Predigtstuhl), des Zahmen Kaiser (NE der Jouenalm) und des Hochstaufen (Schneeloch) 5 Exemplare.

Beschreibung: Ein zweiseitig-symmetrisches Kreuz mit vier langen Poren und einer (angeätzten) Verdickung im Kreuzungspunkt. Länge zu Breite: 0,38 mm zu 0,28 mm; 0,50:0,45, 0,35:0,30, 0,25:0,20, 0,25:0,20.

Familie Theeliidae Frizzell & Exline, 1955
Theelia immissorbicula Mostler
Text-Taf. 3, Fig. 4

Belegmaterial: Slg. München: Echinod. 502—27 bis 502—29

Vorkommen: Massenkalke des Anis unterhalb der Knollenkalke im Treffauer Massiv (Wilder Kaiser), Profil in der ersten Rinne östlich der Gamssteinrinne.

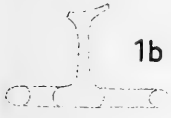
Beschreibung: Die Felge ist unbezahnt und über den Speichenzwischenräumen wenig oder nicht ausgestellt und leicht nach innen eingeschlagen. Ihre Höhe schwankt je nach Größe der Rädchen von 0,025 mm bis 0,05 mm; die Gesamthöhe liegt zwischen 0,07 mm und 0,11 mm, der Durchmesser der Sklerite liegt zwischen 0,17 mm und 0,29 mm und beträgt im Mittel 0,23 mm.

Die Speichen verlaufen halbkreisförmig von der Nabe zur Felge; sie sind an ihrem Austrittspunkt aus der Nabe flach, behalten ihre Breite bei und verdicken sich nur wenig zur Felge; die Zahl der Speichen liegt zwischen zehn und fünfzehn, Exemplare mit dreizehn Speichen überwiegen.

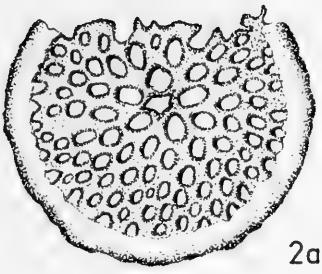
Text-Tafel 2

Fig. 1: *Priscopedatus* sp. 1 (100×) (1a: Oberseite; 1b: Querschnitt)
Fig. 2: *Priscopedatus* sp. 2 (100×) (2a: Oberseite; 2b: Querschnitt)
Fig. 3: *Priscopedatus* sp. 1 (100×) (3a: Oberseite; 3b: Querschnitt)
Fig. 4, 5: *Eocaudina* sp. (100×)
Fig. 6, 7, 8: *Priscopedatus* sp. 5 (100×) (6a: Oberseite; 6b: Querschnitt)

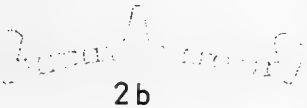
1a



1b



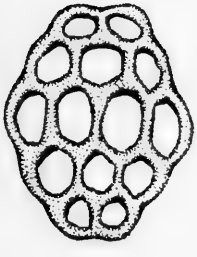
2a



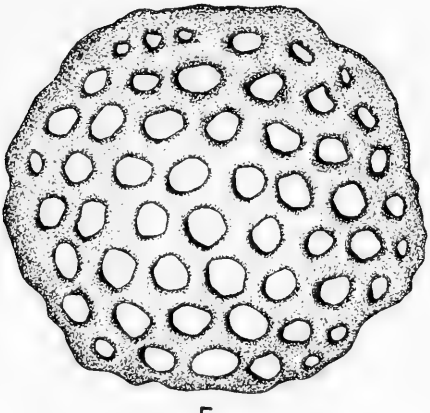
2b

3a

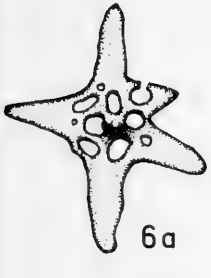
3b



4

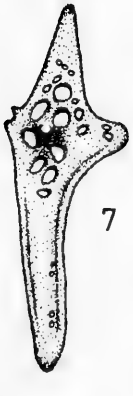


5

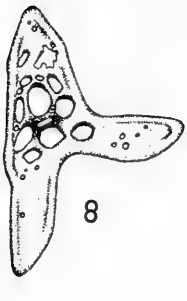


6a

6b



7



8

Die Nabe reicht weit über die Felge hinaus, ihr mittlerer Durchmesser liegt bei 0,09 mm; ihre Oberseite ist stark konvex, die Unterseite stark konkav, so daß eine Becherform entsteht. Die Speichen treten ohne Einschnürung aus der Nabe aus, deren Dicke zum Mittelpunkt nur wenig zunimmt.

Vergleiche: *Th. immissorbicula* M. unterscheidet sich von *Th. alta* n. sp. durch die höhere Lage der Nabe, durch deren ausgeprägte Becherform und den größeren Nabendurchmesser (0,07 zu 0,09 mm); durch die gerade Begrenzung und die höhere Zahl der Speichen. *Th. corbula* ZANKL hat auf der Nabenunterseite ein Sternchen und eine geringere Speichenzahl (Maximum bei neun). *Th. florealis* (FRENTZEN) hat eine stärker eingeschlagene, gezahnte Felge und sich zur Felge stark verjüngende Speichen.

Weitere Vorkommen: in anisischen Kalken am Wilden Kaiser; in Kalken wahrscheinlich anisischen Alters am Fockenstein (zwischen Lenggries und Tegernsee). An der Mittelstation der Bergbahn Berchtesgaden-Sonneck (750 m NN) in anisischen (?) Hallstätter Kalken.

Theelia undata MOSTLER

Text-Taf. 3, Fig. 2

Belegmaterial: Slg. München: Echinod. 502—19 bis 502—22

Vorkommen: in mittelanisischen Kalken des „Schneelochs" (1300 m) am Hochstaufen; in anisischen Kalken am Westhang des Köpfeln (Wilder Kaiser) und NE der Jouenalm (Zahmer Kaiser).

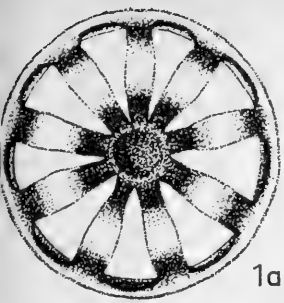
Beschreibung: Die Felge ist schmal und niedrig, unbezahnt und nicht eingeschlagen; sie nimmt ein Drittel bis die Hälfte der Gesamthöhe ein (mittlere Gesamthöhe 0,075 mm). Über den Speichenzwischenräumen ist die Felge nach außen durchgebogen; am Ansatzpunkt der Speichen zeigt sie schwache Verdikkungen. Der Gesamtdurchmesser schwankt zwischen 0,21 und 0,37 mm, der Mittelwert liegt bei 0,25 mm.

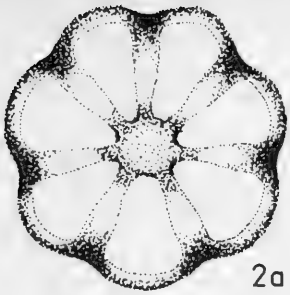
Die Speichen sind flach und verbreitern sich zur Felge hin; an der Nabe sind sie fast rund, verflachen jedoch sehr schnell; von der Nabe verlaufen sie bogenförmig nach oben, was den Skleriten die Form einer flachen Schüssel gibt; ihre seit-

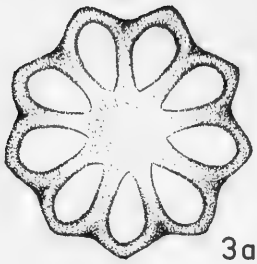
---

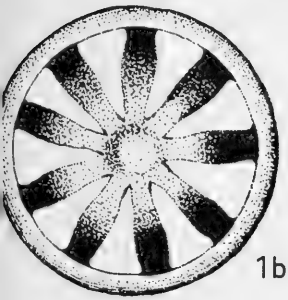
Text-Tafel 3

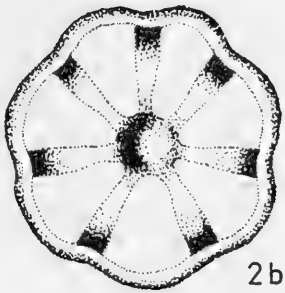
Fig. 1: *Theelia alta* n. sp. (Holotyp, 100×) (1a: Unterseite; 1b: Oberseite; 1c: Querschnitt)
Fig. 2: *Theelia undata* MOSTLER (150×) (2a: Unterseite; 2b: Oberseite, 2c: Querschnitt)
Fig. 3: *Theelia serta* n. sp. (100×) (3a: Unterseite; 3b: Oberseite; 3c: Querschnitt)
Fig. 4: *Theelia immissorbicula* MOSTLER (100×) (4a: Oberseite; 4b: Unterseite; 4c: Querschnitt)
Fig. 5: *Theelia serta* n. sp. (Holotyp, 100×) (5a: Oberseite; 5b: Unterseite; 5c: Querschnitt)
Fig. 6: *Theelia* sp. (150×) (6a: Unterseite, 6b: Oberseite, 6c: Querschnitt)

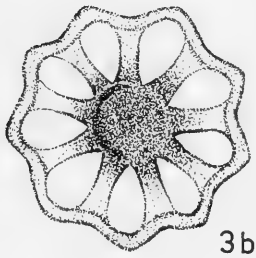

1a

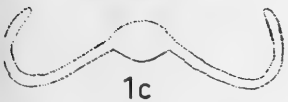

2a


3a


1b

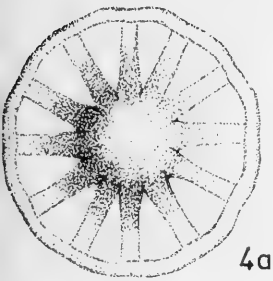

2b

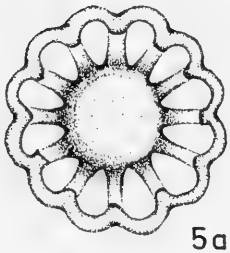

3b

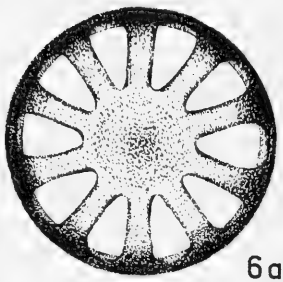

1c

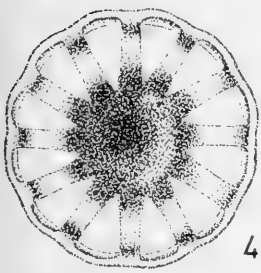
2c

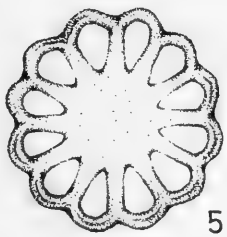
3c

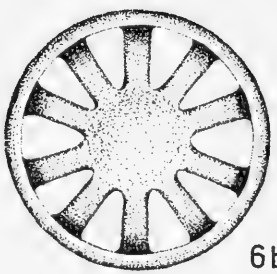

4a

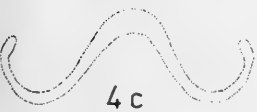

5a


6a


4b


5b


6b


4c

5c

6c

lichen Begrenzungen sind gerade oder leicht geschwungen. Die Speichenzahlen liegen zwischen 6 und 8, keine der Speichenzahlen ist bevorzugt vertreten.

Die Nabe ist mit einem mittleren Durchmesser von 0,06 mm relativ klein; sie ist auf der Unterseite flach, auf der Oberseite halbkugelförmig hochgewölbt. In der Regel liegt die Nabe im tiefsten Punkt der Rädchen, das Nabenfeld ist nur in wenigen Fällen schwach nach oben durchgebogen.

Vergleiche: *Theelia heptalampra* (Bartenstein) hat auf der Nabenunterseite ein Sternchen, eine gezahnte Felge und eine fast in das Niveau der Felge reichende Nabe. *Theelia mortenseni* (Deflandre-Rigaud) hat ebenfalls ein Sternchen auf der Nabenunterseite und eine eingeschlagene, gezahnte Felge.

Th. serta n. sp. ist sehr viel flacher, hat eine größere Nabe und höhere Speichenzahlen.

Theelia alta n. sp.
Text-Taf. 3, Fig. 1

Derivatio nominis: nach der hochgelegenen Nabe.

Holotypus: Text-Taf. 3, Fig. 1.

Aufbewahrung: Slg. München: Echinod. 502—23 (Holotyp), 502—24 bis 502—26 (Topo- und Autohylen).

Locus typicus: im „Schneeloch" (1300 m) am Hochstaufen.

Stratum typicum: Mittlere Trias, Muschelkalk des Pelson.

Größe der Stücke: Durchmesser 0,18 mm — 0,64 mm.

Untersuchtes Material: 25 Exemplare.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Theelia* Schlumberger, 1890 mit folgenden Besonderheiten: die Felge ist unbezahnt und fast kreisrund, die Speichen sind in der Mitte etwas verbreitert, das Nabenfeld ist kräftig nach oben durchgebogen, so daß die Nabe im Niveau der Felge liegt. Die Nabe ist knopfförmig, oben gewölbt, unten leicht gewölbt oder gerade und immer deutlich von den Speichen abgesetzt.

Beschreibung: Die Felge ist kreisrund, in wenigen Fällen über den Speichenzwischenräumen schwach ausgestellt, glatt und nur sehr gering nach innen eingeschlagen; ihre Höhe schwankt stark: sie kann ein Viertel der Gesamthöhe ausmachen, kann aber auch fast so hoch sein wie das ganze Rädchen. Der Gesamtdurchmesser liegt zwischen 0,18 und 0,64 mm, der Mittelwert beträgt 0,25 mm. Die Speichen haben einen deutlichen Ansatzpunkt an der Nabe, verbreitern sich zur Mitte und sind an der Felge wieder leicht eingeschnürt; sie laufen von der Nabe nach unten, nach zwei Dritteln ihrer Länge biegen sie steil nach oben um zur Felge; ihr Querschnitt ist an der Nabe rund, wird aber schnell oval und verflacht am Berührungspunkt mit der Felge. Die Speichenzahl liegt zwischen sechs und zwölf, mehr als die Hälfte der Exemplare hat zehn oder elf Speichen. Die Nabe ist immer deutlich von den Speichen abgesetzt, sie ist auf der Oberseite knopfartig aufgewölbt, auf der Unterseite gerade oder schwach konvex, in wenigen Fällen leicht konkav. Infolge der Durchbiegung des Nabenfeldes nach oben liegt sie im Niveau

der Felge und reicht gelegentlich etwas über diese hinaus. Der Nabendurchmesser wächst kontinuierlich mit dem Gesamtdurchmesser; er liegt im Mittel bei 0,07 mm.

Vergleiche: *Theelia corbula* Zankl hat auf der Nabenunterseite ein dreizackiges Sternchen und außerdem ein Maximum der Speichenzahl von neun. *Theelia florealis* (Frentzen) hat eine gezahnte Felge und sich nach außen stark verjüngende Speichen.

Theelia planorbicula Mostler unterscheidet sich durch die Bezahnung der Felge.

Weitere Vorkommen: in anisischen Kalken an der Ostseite des Hintersteiner Sees (Kaisergebirge). An der Mittelstation der Bergbahn Berchtesgaden — Sonneck (750 m NN) in anisischen (?) Hallstätter Kalken.

Theelia serta n. sp.

Text-Taf. 3, Fig. 3, 5

Derivatio nominis: nach der Girlandenform der Felge.

Holotyp: Text-Taf. 3, Fig. 5.

Paratypoid: Text-Taf. 3, Fig. 3.

Aufbewahrung: Slg. München: Echinod. 502—30 (Holotyp), 502—31 (Paratypoid), 502—32 bis 502—34 (Topo- und Autohylen).

Locus typicus: Südwestfuß der La Varella (Dolomiten).

Stratum typicum: Cassianer Schichten, Ober-Ladin.

Größe der Stücke: 0,19 mm bis 0,35 mm.

Untersuchtes Material: 35 Exemplare.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Theelia* Schlumberger 1890 mit folgenden Besonderheiten: Die Rädchen haben die Form eines flachen Tellers; die Felge ist gerundet bis oval, nur wenig höher als breit und glatt. Die Speichen sind kurz und kräftig, manchmal höher als breit und gerundet. Die Nabe ist groß, auf der Unterseite flach, auf der Oberseite leicht konvex.

Beschreibung: Die Felge ist im Querschnitt rund bis oval, meist etwas höher als breit, von der 0,05 bis 0,07 mm betragenden Gesamthöhe der Rädchen nimmt sie ungefähr ein Drittel bis die Hälfte ein; über den Speichenzwischenräumen ist sie kräftig nach außen durchgebogen, die Form der Teilbögen variiert zwischen Halbkreisen und Spitzbögen; am Ansatzpunkt der Speichen bilden sie kleine, nach innen gerichtete Höcker, was das Bild einer Girlande noch verstärkt. Der Gesamtdurchmesser liegt zwischen 0,19 mm und 0,35 mm, der Mittelwert beträgt 0,27 mm.

Die Speichen sind kurz und kräftig, rund bis oval und meist wenig höher als breit; ihre seitlichen Begrenzungen sind gerade, nur am Ansatzpunkt an der Felge sind sie zum Teil leicht eingeschnürt. Sie verlaufen von der Nabe zur Felge in einem sehr flachen Bogen nach oben. Die Anzahl der Speichen liegt zwischen neun und vierzehn, die Speichenzahlen elf und zwölf sind bevorzugt, neun und vierzehn treten jeweils nur einmal auf.

Die Nabe ist sehr groß, ihr Durchmesser beträgt im Mittel 0,10 mm; sie ist auf der Unterseite flach oder leicht konvex, auf der Oberseite immer etwas stärker aufgewölbt.

Vergleiche: *Theelia undata* Mostler hat eine wesentlich kleinere Nabe, geringere Speichenzahlen und ein Verhältnis Durchmesser: Höhe von 3,3 (*Th. serta* n. sp.: 4,7).

Weitere Vorkommen: in anisischen Kalken des Hochstaufen; in anisischen Kalken des Öfenbachgrabens an der SW-Ecke des Steinernen Meeres.

Theelia multiplex n. sp.
Text-Taf. 4, Fig. 1, 2, 3

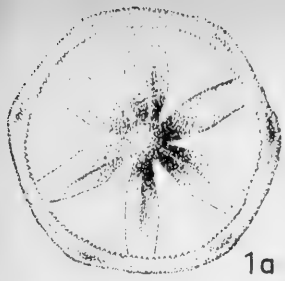
Derivatio nominis: nach der Vielfalt der Merkmale
Holotyp: Text-Taf. 4, Fig. 2
Paratypoide: Text-Taf. 4, Fig. 1, 3
Aufbewahrung: Slg. München: Echinod. 502—35 (Holotyp), 502—36 (Paratypoide), 502—37 bis 502—39 (Topo- und Autohylen)
Locus typicus: SW-Fuß der La Varella (Dolomiten)
Stratum typicum: Cassianer Schichten, Ober-Ladin
Größe der Stücke: Durchmesser 0,17 mm — 0,28 mm
Untersuchtes Material: 150 Exemplare
Diagnose: Eine Art der Gattung *Theelia* Schlumberger, 1890 mit folgenden Besonderheiten: die Felge ist schwach nach innen eingeschlagen und mit feinen Zähnchen besetzt; die Speichen sind flach, verdicken sich im Mittelteil und tragen häufig auf der Ober- und Unterseite einen feinen Grat; die Nabe ist auf der Oberseite flach konvex bis kegelförmig, auf der Unterseite hat sie die Form eines Ringes.

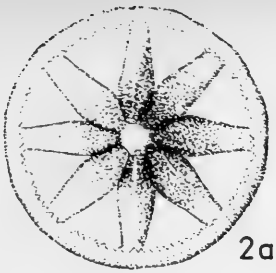
Beschreibung: Die Felge ist leicht nach innen eingeschlagen und mit feinen Zähnchen besetzt; sie ist rund, manchmal über den Speichenzwischenräumen leicht nach außen durchgebogen; sie kann auch in der Höhe leicht variieren; über den Ansatzstellen der Speichen ist sie niedriger und bildet zwischen den Speichen flache Bögen. (Text-Taf. 4, Fig. 1d) Die Speichen verlaufen von der Na-

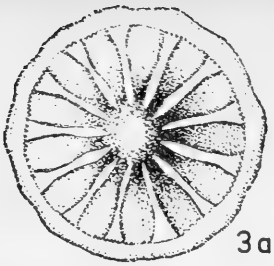
---

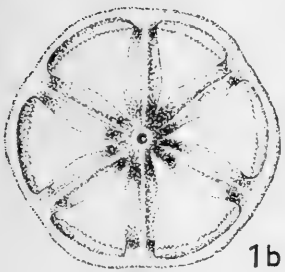
Text-Tafel 4

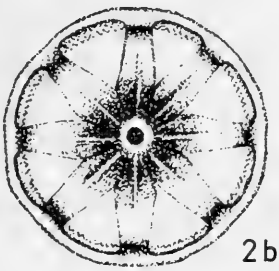
Fig. 1, 2, 3: *Theelia multiplex* n. sp. (150×) (a: Oberseite; b: Unterseite; c: Querschnitt; d: Seitenansicht)
Fig. 4: *Acanthotheelia triassica* n. sp. (Holotyp, 100×) (4a: Oberseite; 4b: Unterseite; 4c: Querschnitt)
Fig. 5: *Acanthotheelia spinosa* Frizzell & Exline (150×) (5a: Unterseite; 5b: Querschnitt; 5c: Oberseite)
Fig. 6: *Acanthotheelia spinosa* Frizzel & Exline (100×) (6a: Oberseite; 6b: Unterseite; 6c: Querschnitt)

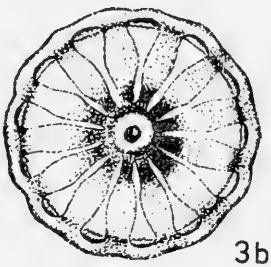

1a

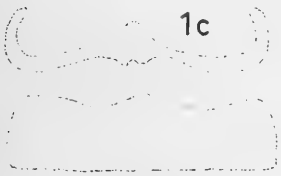

2a


3a


1b

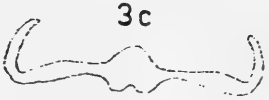

2b

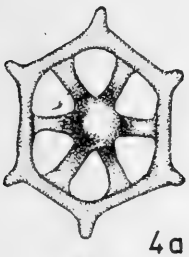

3b

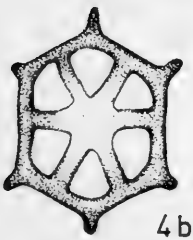

1c

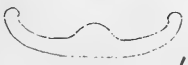
1d

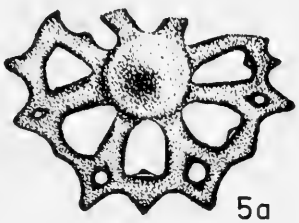
2c


3c

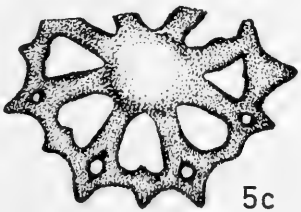

4a

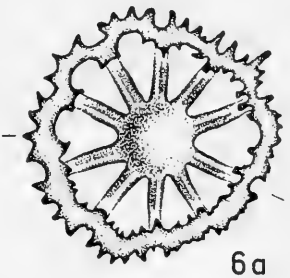

4b

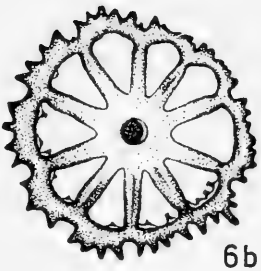

4c


5a

5b


5c


6a


6b

6c

be zunächst nach unten, so daß das Nabenfeld leicht nach oben durchgedrückt erscheint, und dann in einem flachen Bogen aufwärts zur Felge: sie sind flach, verbreitern sich im Mittelteil oder im ersten Drittel von der Nabe aus und tragen meist auf der Ober- und Unterseite feine Grate, die von der Nabe ausgehend meist im Mittelteil enden; sie können jedoch auch bis zur Felge durchziehen; auf der Unterseite sind sie immer etwas deutlicher ausgebildet. Die Rädchen haben 6—13 Speichen, 70 % haben 7 oder 8 Speichen. Die Nabe ist mittelgroß (mittlerer Durchmesser 0,035 mm gegenüber einem mittleren Gesamtdurchmesser von 0,22 mm); auf der Oberseite variiert sie von schwach konvex bis kegelförmig, auf der Unterseite bildet sie einen deutlichen Ring. Bei Exemplaren, deren Speichen sich schon im ersten Drittel kräftig verbreitern und damit seitlich berühren, kann der Eindruck einer extrem großen Nabe entstehen, die Untersuchung im Durchlicht schafft hier jedoch Klarheit.

Vergleiche: Der Unterschied zu *Theelia florealis* (Frentzen) besteht in der Ausbildung der Nabenunterseite: eine muldenartige Vertiefung ohne Skulptur gegenüber einem deutlichen Ring bei *Th. multiplex* n. sp. *Th. heptalampra* (Bartenstein) und *Th. mortenseni* (Deflandre-Rigaud) haben ein kleines Sternchen auf der Nabenunterseite.

Bemerkungen: Das von E. Kristan-Tollmann (1963, S. 370—71, Taf. 8, Fig. 7) als *Theelia guembeli* n. sp. beschriebene Rädchen aus den Cassianer Schichten hat große Ähnlichkeit mit *Th. multiplex* n. sp., sein Erhaltungszustand (starke Verkrustung) läßt jedoch einen spezifischen Vergleich nicht zu.

Ähnliche Verhältnisse liegen bei *Th. pralongiae* Kr.-Toll. (1963, S. 371—72, Taf. 8, Fig. 8—9) vor: die Speichen sind jedoch gleichbleibend breit und der Saum der Felge trägt keine Zähnchen.

Th. petasiformis Kr.-Toll. (1964, S. 131, Abb. 1, Fig. 1—2) liegt lediglich in zwei verdrückten, stark verkrusteten Exemplaren vor, Vergleiche sind daher nicht möglich.

Th. agariciformis Kr.-Toll. (1964, S. 132, Abb. 1, Fig. 6) und *Th. rosetta* Kr.-Toll. (1963, S. 376—77, Taf. 10, Fig. 3—4) aus dem Rät sind mit einem beziehungsweise drei schlechterhaltenen Exemplaren in ihrer Variationsbreite ebensowenig wie die obengenannten bekannt. Weitergehende Vergleiche mit *Th. multiplex* n. sp. sind daher leider nicht möglich.

Weitere Vorkommen: Fundpunkte 10, 11, 12.

Theelia sp.
Text-Taf. 3, Fig. 6

Belegmaterial: Slg. München: Echinod, 502—40

Vorkommen: in anisischen Kalken des Hochstaufen (1 Exemplar)

Beschreibung: Die Felge ist kreisrund und leicht nach innen eingeschlagen, unbezahnt und schmal.

Die Speichen sind kurz, flach und abgerundet; sie verbreitern sich geringfügig zur Felge hin; ihre seitliche Begrenzung ist gerade. Die Nabe ist groß und

flach, auf der Oberseite konvex. Das Nabenfeld ist schwach nach oben durchgedrückt. Diese Form kann keiner der bekannten Arten von *Theelia* angeschlossen werden.

Maße: Gesamtdurchmesser: 0,24 mm. Nabendurchmesser: 0,09 mm, Höhe: 0,06 mm (davon entfällt die Hälfte auf die Felge). Speichenzahl: 10.

Genus *Acanthotheelia* Frizzell & Exline, 1955
Acanthotheelia spinosa Frizzell & Exline, 1955
Text-Taf. 4, Fig. 5, 6; Text-Taf. 5, Fig. 1, 2, 4, 5

1869 Kalkrädchen von Holothurien — Gümbel, S. 178—179, Taf. 5, Fig. 21—22.
1955 *Acanthotheelia spinosa* Frizzel & Exline, S. 112, Taf. 6, Fig. 7—8.
1963 *Acanthotheelia spinosa* Frizzel & Exline, 1955, emend., — Kristan—Tollmann, S. 368—370, Taf. 7, Fig. 2—7.

Belegmaterial: Slg. München: Echinod. 502—41 bis 502—45

Vorkommen: Kalke des Anis am Hochstaufen (3 Exemplare), Aniskalke des Treffauer Massives (4 Exemplare), Cassianer Schichten (Fundpunkte neun bis zwölf, 200 Exemplare).

Beschreibung: Die Rädchen aus dem Anis (Text-Taf. 4, Fig. 5, Text-Taf, 5, Fig. 1) haben die Form sehr flacher Schüsseln; von oben leicht konkav, von unten leicht konvex. Die Felge ist abgerundet und mit charakteristischen Spornen besetzt: sie liegen über den Speichen und über den Speichenzwischenräumen; die Größe der Sporne spielt keine Rolle. Über den Speichen liegen in der Felge kleine, runde oder mandelförmige Löcher. Die Speichen sind gerundet und verbreitern sich zur Felge nur gering; sie laufen in einem flachen Bogen von der Nabe zur Felge nach oben. Die Nabe ist groß, auf der Oberseite konvex, auf der Unterseite flach oder schwach konkav, eine Eindellung in der Mitte der Nabenunterseite ist nur angedeutet.

Ac. spinosa ist in den Cassianer Schichten (Ober-Ladin) überaus häufig. Die wesentlichen Merkmale sind sehr konstant. Abweichungen ergeben sich nur in der Ausbildung der Felge: von zweihundert Exemplaren entsprechen einhundertachtzig der Abb. 5, Text-Taf. 5, d. h., über den Speichenzwischenräumen ist ein deutlicher Hauptsporn entwickelt, der von zwei kleineren Spornen flankiert wird. Untergeordnet kommen Exemplare vor, deren Felge mit gleichmäßig großen Spornen besetzt ist (Text-Taf. 4, Fig. 6). In einigen extremen Fällen ist die Felge übermäßig verdickt und die Hauptsporne sind als flache Scheiben entwickelt (Text-Taf. 5, Fig. 2). Bei den oberladinischen Formen läßt sich die Porenbildung auf der Felge sehr gut beobachten: die Poren entstehen durch den seitlichen Zusammenschluß zweier Sporne (Text-Taf. 5, Fig. 4).

Bemerkungen: Die von Mostler 1968 aufgestellte *Acanthotheelia anisica* hat als Artmerkmal die Hauptsporne in Verlängerung der Speichen. Da jedoch, wie aus dem oben gesagten hervorgeht, die Felgenausbildung von *Ac. spinosa* außerordentlich variabel ist, scheint mir die Aufstellung einer neuen Art nicht gerechtfertigt. Die Rädchen aus dem Anis wurden deshalb zu *Ac. spinosa* gestellt.

Acanthotheelia triassica n. sp.
Text-Taf. 4, Fig. 4

1966 *Acanthotheelia* cf. *spinosa* Frizzel & Exline, 1955 — Zankl, Taf. 6, Fig. 1.

Derivatio nominis: nach dem Vorkommen in Anis und Nor

Holotypus: Text-Taf. 4, Fig. 4

Aufbewahrung: Slg. München: Echinod. 502—46 (Holotyp), 502—47 bis 502—48 (Topo- und Autohylen).

Locus typicus: im „Schneeloch" am Hochstaufen

Stratum typicum: Alpiner Muschelkalk, Illyr

Untersuchtes Material: 5 Exemplare

Größe der Stücke: 0,20 mm — 0,30 mm

Diagnose: Eine Art der Gattung *Acanthotheelia* Fr. & Exl., 1955 mit folgenden Besonderheiten: Speichenzahl 6—7, dicke runde Felge mit kräftigen Dornen über den Speichenzwischenräumen. Die Nabe ist auf der Unterseite flach, auf der Oberseite konvex.

Beschreibung: Die Form der Rädchen ist von oben schwach konkav, von unten schwach konvex. Die Felge ist abgerundet und glatt und trägt über den Speichenzwischenräumen je einen kräftigen Dorn. Nur ein einziges Rädchen (Material Zankl, 1966) hat mehr Dornen als Speichenzwischenräume. Die Speichen sind ebenfalls abgerundet und etwas höher als breit mit geraden seitlichen Begrenzungen. Die Nabe ist mittelgroß, auf der Unterseite flach, auf der Oberseite konvex. Das Grübchen auf der Nabenunterseite ist im Material Zankl (1966) nur sehr schwach ausgebildet, bei den Stücken aus dem Muschelkalk feht es ganz.

Der Gesamtdurchmesser liegt zwischen 0,20 und 0,30 mm, der Nabendurchmesser liegt bei 0,07 mm, die Höhe bei 0,08 mm. Die Speichenzahl beträgt sechs bis sieben.

Vergleiche: *Acanthotheelia spinosa* Fr. & Exl. ist flacher, hat eine eingeschlagene, mit zahlreichen Zacken besetzte Felge, höhere Speichenzahlen und eine kräftige Delle auf der Nabenunterseite.

Weitere Vorkommen: Muschelkalk an der Ostseite des Hintersteiner Sees im Kaisergebirge (Anis). Norischer Dachsteinkalk des Jenners.

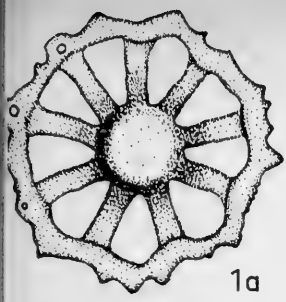
Acanthotheelia (?) sp.
Text-Taf. 5, Fig. 3

Belegmaterial: Slg. München: Echinod. 502—49

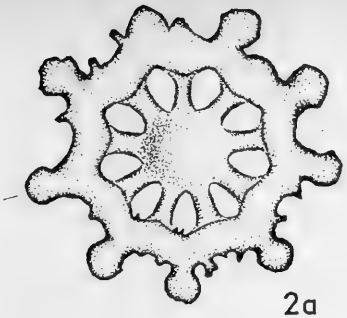
Vorkommen: Oberanisische Kalke des Hochstaufen (1 Exemplar)

Text-Tafel 5

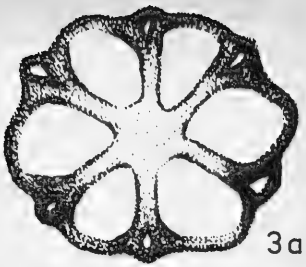
Fig.1,2,4,5: *Acanthotheelia spinosa* Frizzell & Exline (1: 150×; 2, 4, 5: 100×) (1a, 2a, 4b, 5b: Oberseite; 1b, 2b, 4a, 5a: Unterseite; c: Querschnitt)
Fig. 3: *Acanthotheelia* (?) sp. (100×) (3a: Unterseite; 3b: Oberseite; 3c: Querschnitt)



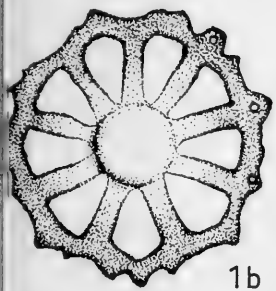
1a



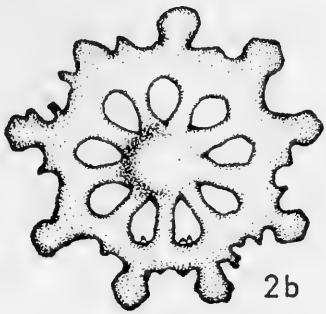
2a



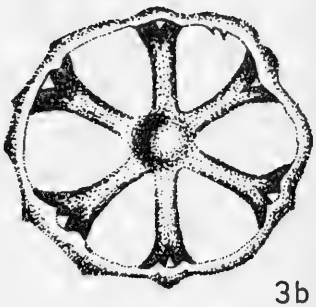
3a



1b



2b

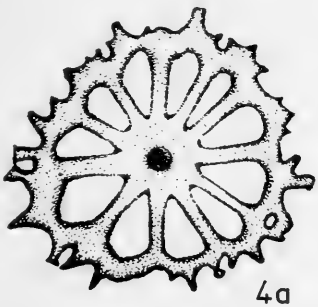


3b

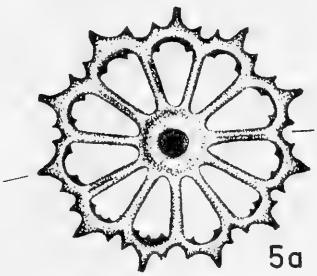
1c

2c

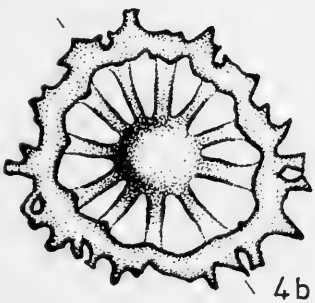
3c



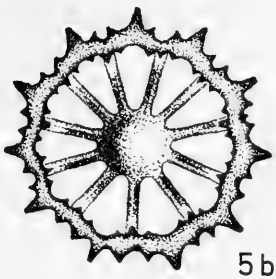
4a



5a



4b



5b

4c

5c

Beschreibung: Sehr gut erhaltenes Rädchen mit schmaler, nach innen eingeschlagener Felge; sie ist nur schwach mit Spornen besetzt und über den Speichenzwischenräumen ausgebuchtet, der Innensaum ist unregelmäßig mit kleinen Dornen besetzt. Die Speichen sind rund und spalten sich vor Erreichen der Felge auf. Die Nabe ist mittelgroß, auf der Unterseite flach, auf der Oberseite halbkugelförmig. Das Rädchen hat die Gestalt einer flachen Schüssel.

Maße: Gesamtdurchmesser: 0,38 mm, Nabendurchmesser: 0,09 mm, Höhe: 0,08 mm. Speichenzahl: 6.

Weitere Vorkommen: Alpiner Muschelkalk, Weg Grander Alm — St. Johann (1230 m NN).

Stratigraphische Bewertung

(Tabelle 1)

Die Bearbeitung der Holothurien-Sklerite steckt noch in den Anfängen, deshalb können Aussagen über ihre stratigraphische Verwertbarkeit nur mit allen Vorbehalten gemacht werden. Unter diesen Vorbehalten stimme ich Zankl (1966) zu, der die Rädchen für eine stratigraphische Auswertung für geeigneter hält, als die Sklerite vom Typ der Siebplatten. Für ihre Verwendbarkeit spricht auch das Auftreten gleicher Formen in räumlich weit entfernten gleichaltrigen Ablagerungen. Im Anis sind die Faunenbilder vom Fockenstein, Kaisergebirge und Hochstaufen stets vergleichbar, haben jedoch bis auf einige primitive Formen keine Beziehungen zu den Faunen aus der Obertrias. Bei der Gattung *Theelia* zeichnet sich in Nor und Rät eine deutliche Komplizierung des Nabenbaus gegenüber den Formen aus dem Anis ab. Auch das Ladin ist durch einige eigene Arten ausgezeichnet.

Die Arbeit wurde am Institut für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität Berlin ausgeführt. Für die Unterstützung der Arbeit danke ich besonders Herrn Priv.-Doz. Dr. H. Zankl, Material überließen mir freundlicherweise die Herren Dr. M. Urlichs, Dr. H. Kallenbach und Dipl.-Geol. F. Kubanek. Mein Dank gilt auch der Deutschen Forschungsgemeinschaft, ohne deren Unterstützung die Durchführung der Arbeit nicht möglich gewesen wäre.

Tab. 1: Zur Zeit bekannte Verbreitung von Arten der Gattungen *Theelia* und *Acanthotheelia* in der Trias der Ostalpen.

	Skyth	Anis	Ladin	Karn	Nor	Rät
Th. agariciformis (Kr.-Toll., 1964)						×
Th. alta n. sp.		×				
Th. corbula (Zankl, 1966)					×	×
Th. guembeli (Kr.-Toll., 1963)			×			
Th. immissorbicula (Mostler, 1968)		×		×	×	
Th. multiplex n. sp.			×			
Th. petasiformis (Kr.-Toll., 1964)						×
Th. planata (Mostler, 1968)		×				
Th. planorbicula (Mostler, 1968)		×			×	
Th. pralongiae (Kr.-Toll., 1963)			×			
Th. rosetta (Kr.-Toll., 1963)						×
Th. seniradiata (Zankl, 1966)					×	×
Th. serta n. sp.		×	×			
Th. stellifera (Zankl, 1966)					×	×
Th. subcirculata (Mostler, 1968)		×				
Th. thalattocanthoides (Mostler, 1968)		×		×		
Th. tubercula (Kr.-Toll., 1963)			×			
Th. undata (Mostler, 1968)		×				
Th. variabilis (Zankl, 1966)						×
Ac. anisica (Mostler, 1968)		×				
Ac. rhaetica (Kr.-Toll., 1963)						×
Ac. spinosa (Fr. & Exl., 1955)		×	×			
Ac. triassica n. sp.		×			×	

Literatur

Bartenstein, H.: Kalkkörper von Holothurien in norddeutschen Lias-Schichten. — Senkenbergiana, **18**, 1—10, Frankfurt a. M. 1936

Deflandre-Rigaud, M.: Les sclérites rotiformes des Holothurides fossiles. — Ann. Paléont., **36**, 1—45, Paris 1950

Deflandre-Rigaud, M.: Contribution à la systématique des sclérites d'Holothurides fossiles. — Bull. Inst. Océanogr., **1012**, 1—12, Monaco 1952

Deflandre-Rigaud, M.: Contribution à la connaissance des sclérites d'Holothurides fossiles. — Mem. Muséum National Hist. Nat., N. S., Série C, **11**, 1, 1—123, Paris 1962

Frentzen, K.: Funde von Holothurien-Kalkkörperchen im Jura des Oberrheingebietes. — Beitr. naturk. Forschg. SW-Deutschl., **23**, 31—51, Karlsruhe 1964

Frizzell, D. L. & Exline, H.: Monograph of Fossil Holothurian Sclerites. — Bull. Missouri School of Mines, **89**, 1—204, Rolla (Missouri) 1955

Kristan-Tollmann, E.: Holothurien-Sklerite aus der Trias der Ostalpen. — Sitz.-Ber. österr. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., Abt. 1, **172**, 351—380, Wien 1963

Kristan-Tollmann, E.: Beiträge zur Mikrofauna des Rhät. I. Weitere neue Holothurien-sklerite aus dem alpinen Rhät. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **14**, 125—148, Wien 1964

Langenheim, R. L. & Epis, R. C.: Holothurian sclerites from the Mississippian Escabrosa limestone, Arizona. — micropaleontology, **3**, 2, 165—170, New York 1957

Mortensen, T.: Some echinoderm remains from the Jurassic of Württemberg. — Kgl. Danske Vid. Selsk., biol. Medd., **13**, 10, 1—28, Kopenhagen 1937

Mostler, H.: Holothurien-Sklerite aus oberanisischen Hallstätterkalken. — Veröff. der Univ. Innsbruck, **2**, Alpenkundliche Studien, Innsbruck 1968
Rioult, M.: Les sclérites d'Holothuries fossiles du Lias. — Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 4, 121—153, Paris 1961
Schlumberger, C.: Seconde note sur les holothuridées du calcaire Grossier. — Soc. Géol. France, Bull., **18**, 191—206, Paris 1890
Zankl, H.: Zur mikrofaunistischen Charakteristik des Dachsteinkalkes (Nor/Rät) mit Hilfe einer Lösungstechnik. — Z. dtsch. geol. Ges., **116**, 2, 549—567, Hannover 1965
Zankl, H.: Holothurien-Sklerite aus dem Dachsteinkalk (Ober-Trias) der nördlichen Kalkalpen. — Paläont. Z., **40**, 1/2, 70—88, Stuttgart 1966

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 8 | 219—245 München, 15. 12. 1968

Neue Eomyidae (Rodentia, Mamm.) aus einer aquitanen Spaltenfüllung von Weißenburg in Bayern

Von Volker Fahlbusch, München[1])

Mit 9 Abbildungen und Tafel 14—15

Zusammenfassung

Aus einer neuen untermiozänen (aquitanen) Spaltenfüllung von Weißenburg i. Bay. („Weißenburg 6") werden drei Arten von Eomyidae beschrieben: *Pseudotheridomys* aff. *parvulus* ist durch 64 Zähne belegt, deren relativ große Variabilität diskutiert wird. Außerdem wird das Typusmaterial zu *Ps. parvulus* von Haslach neu beschrieben. Neun isolierte Zähne von *Rhodanomys* aff. *schlosseri* sind mit der in Coderet (Frankreich) häufigen Art identisch. Weitere 91 Zähne gehören einem bisher unbekannten bzw. übersehenen Eomyiden an, der als *Apeomys tuerkheimae* n. g. n. sp. beschrieben wird.

Summary

Eomyid rodents from a new fissure filling of lower Miocene (Aquitanian) age in the upper Jurassic limestone of a quarry near Weißenburg in Bavaria („Weißenburg 6") are described. There are three species represented: *Pseudotheridomys* aff. *parvulus* (64 isolated teeth) is characterized by a wide variability which is specially discussed. Schlosser's type material of *Ps. parvulus* from Haslach near Ulm is redescribed and partly refigured. Nine teeth were determined as *Rhodanomys* aff. *schlosseri*; these are identical to the eomyid from Coderet (France). The most specimens (91 teeth) belong to a so far unknown animal which is described as *Apeomys tuerkheimae* n. g. n. sp.

Inhalt

Vorwort 220
1. Einleitung 220
2. Beschreibung des Materials 222
2. 1. *Pseudotheridomys* Schlosser, 1926 222
2. 11. *Pseudotheridomys parvulus* (Schlosser, 1884). Das Typusmaterial von Haslach bei Ulm 222

[1]) Dipl.-Geol. Dr. V. Fahlbusch, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10/II.

2. 12. *Pseudotheridomys* aff. *parvulus*. Die neuen Funde von Weißenburg 6 . . . 224
2. 2. *Rhodanomys* aff. *schlosseri* Dep. & Doux., 1902 232
2. 3. *Apeomys* n. g. 233
2. 31. *Apeomys tuerkheimae* n. g. n. sp. 234
3. Schlußbemerkungen 242
Schriftenverzeichnis 243
Tafelerklärungen 244

Vorwort

Die vorliegende Bearbeitung entstand im Zusammenhang mit Studien an umfangreichen Populationen oligozäner und miozäner Nagetiere aus süddeutschen Spaltenfüllungen. Sie setzt damit die Reihe der Untersuchungen tertiärer Säugetiere fort, die seit Jahrzehnten seitens des Universitäts-Instituts und der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München betrieben werden.

Herrn Prof. Dr. R. Dehm, Direktor der genannten Institutionen, sage ich meinen besonders herzlichen Dank für die Überlassung des von ihm entdeckten Materials und viele fruchtbare Diskussionen und Anregungen, desgleichen für die Annahme des Manuskripts zum Druck in den Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie.

Herr Dr. J. Hürzeler machte mir die umfangreichen Bestände des Naturhistorischen Museums während eines zweiwöchigen Aufenthaltes in Basel in gewohnter Großzügigkeit zugänglich und gab mir aus seiner reichen Erfahrung viele Hinweise zu großenteils von ihm gesammeltem Material Schweizer und französischer Fundstellen. Lebhafter und offener Gedankenaustausch und gemeinsame Durchsicht des bearbeiteten Materials mit Mme. Hugueney, Lyon, Dr. C. C. Black, Pittsburgh, Dr. H. de Bruijn, Utrecht, Dr. O. Fejfar, Prag, und Prof. Dr. A. E. Wood, Amherst, haben die Arbeit wesentlich gefördert. Ihnen allen gilt ebenfalls mein aufrichtiger Dank.

Die Bearbeitung erfolgte im Rahmen eines von der Deutschen Forschungsgemeinschaft gewährten Stipendiums. Dafür sowie für die Ermöglichung der Reise nach Basel und die vielfältige Unterstützung bei der von München aus durchgeführten Erforschung der tertiären Säugetiere Süddeutschlands sei auch an dieser Stelle herzlich gedankt.

1. Einleitung

Obwohl seit mehr als 100 Jahren Reste von Eomyiden — sowohl aus der Alten Welt wie aus Nordamerika — bekannt sind, muß die Kenntnis dieser Nagerfamilie als sehr lückenhaft bezeichnet werden. Auch nach den Beiträgen, die durch Stehlin & Schaub (1951) erbracht wurden und erstmals einige phylogenetische Entwicklungstendenzen und morphologische Beziehungen zwischen den bis dahin bekannten Vertretern aufdeckten, blieben viele Fragen offen. Eomyiden waren in fossilen Kleinsäugerfaunen zahlenmäßig meist dürftig belegt; nur von wenigen Fundstellen — z. B. Coderet — lag ein reicheres Material vor. Es entstand zwangs-

läufig der Eindruck, daß es sich — verglichen mit Vertretern anderer Familien — um seltene Nager handele. Ein wesentlicher Grund dafür ist wohl in der geringen Größe dieser nur fossil bekannten Tiere zu suchen.

Seit Anwendung der Methode des Schlämmens und der Benutzung von Sieben mit einer Maschenweite von 0,5 mm oder weniger gehören die Eomyiden keineswegs mehr zu seltenen Bestandteilen fossiler Kleinsäugerfaunen. So konnten mit Hilfe dieser Methode durch DEHM bereits 1937/38 aus der Spaltenfüllung von Wintershof-West weit über 500 Belegstücke von Eomyiden geborgen werden (DEHM 1950, S. 405). Mehrere Spaltenfüllungen, die von Mitarbeitern der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München in den vergangenen 30 Jahren untersucht wurden, haben ebenfalls erhebliche Mengen verschiedener Gattungen dieser Familie geliefert. Die umfangreichen Populationen bilden den Bestandteil einer Arbeit des Verfassers, die in Kürze abgeschlossen sein wird. An dieser Stelle soll über eine kleinere Kollektion verschiedener Eomyiden aus der aquitanen Spaltenfüllung von Weißenburg i. B. („Weißenburg 6") berichtet werden, welche für die erwähnten Studien an größeren Populationen nicht ausreicht. Dennoch stellt sie eine wünschenswerte Erweiterung unserer Kenntnis der untermiozänen Eomyiden dar, so daß auf eine Beschreibung nicht verzichtet werden soll. Leider war es nicht möglich, in dem hier gegebenen Rahmen die Beziehungen zu den neuerdings aus Nordamerika beschriebenen Vertretern dieser Familie (WILSON 1960, SHOTWELL 1967) im Detail zu studieren.

Das hier bearbeitete Material bildet einen Teil der formenreichen Kleinsäugerfauna, welche 1961 durch Prof. Dr. R. DEHM an der Südwand des Weißjura-Delta-Steinbruchs („Grimmbruch") südöstlich von Weißenburg i. B. (an der Straße nach Eichstätt) entdeckt wurde. Aus demselben Steinbruch sind bereits mehrere fossilführende Spaltenfüllungen bekannt geworden (DEHM 1961, S. 32; Nr. 36 und 37 auf S. 47, Nr. 47 auf S. 48). Das hier beschriebene Material stammt ausnahmslos aus der 1961 gefundenen, als „Weißenburg 6" bezeichneten Spalte (Sammel-Inventarnummer: 1961 XII); die von A. MÜLLER (1967, S. 9 u. 18 ff) beschriebenen Reste von *Dimyloides stehlini* stammen aus derselben Fauna. Das Rohmaterial aus der Spalte wurde durch Prof. DEHM, teilweise unter meiner Mitwirkung, geborgen; die Schlämm- und Auslesearbeiten wurden 1961/62 größtenteils von mir ausgeführt.

Bezüglich der Methodik bei der Bearbeitung des Materials kann weitgehend auf frühere Arbeiten des Verfassers (FAHLBUSCH 1964, 1966) verwiesen werden. Die Messungen wurden monokular mit Hilfe eines Okularmikrometers ausgeführt; alle Maßangaben erfolgen in Millimetern. Soweit genügend Belegstücke vorhanden sind, werden Indices und einige der gebräuchlicheren variationsstatistischen Werte (Variationsbreite VB, Mittelwert M, Standardabweichung σ, Variabilitätskoeffizient V und deren Standardfehler) angegeben; ihre volle Auswertung werden diese Angaben erst durch meine schon erwähnte, in Vorbereitung befindliche Arbeit erfahren. Häufiger verwendete Abkürzungen sind: L = Länge, B_v = vordere Breite, B_h = hintere Breite, B_{max} = größte Breite.

Sämtliche in dieser Arbeit beschriebenen oder zum Vergleich herangezogenen Objekte werden, wenn nicht ausdrücklich anders vermerkt, in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München aufbewahrt.

2. Beschreibung des Materials

2. 1. *Pseudotheridomys* Schlosser, 1926

Diagnose: Siehe Stehlin & Schaub 1951, S. 357.

Typus-Art: *Pseudotheridomys parvulus* (Schlosser, 1884).

Typus-Lokalität: Haslach bei Ulm.

Als *Theridomys parvulus* n. sp. wurde durch Schlosser (1884, S. 43—44) „eine Anzahl leider ziemlich stark beschädigter Unterkiefer" aus dem Aquitan von Haslach b. Ulm beschrieben. Die Zugehörigkeit dieser Stücke zum Genus *Theridomys* blieb jedoch von Anfang an fraglich: „Ob die vorliegende Form wirklich als *Theridomys* zu betrachten ist, muß in Zweifel gezogen werden" (Schlosser 1884, S. 44). Gelegentlich der Bearbeitung der Säugetierfauna von Peublanc schreibt dann Schlosser selbst (1925—26, S. 379): „Ich schlage für diesen zuerst in Haslach bei Ulm und Hochheim bei Mainz gefundenen Nager den Namen *Pseudotheridomys* vor, . . ." Auf Taf. 11 (Fig. 7) jener Arbeit wird die bereits 1884 (Taf. 3, Fig. 26) abgebildete Unterkieferzahnreihe erneut und besser widergegeben (ebenfalls invers).

2. 11. *Pseudotheridomys parvulus* (Schlosser, 1884)
(Taf. 14, Fig. 1—2)
Das Typus-Material von Haslach

1884 *Theridomys parvulus* n. sp. — Schlosser: Die Nager . . . ; S. 43; Taf. 3, Fig. 15, 17, 20, 22, 25, 26, 37.
1925—26 *Pseudotheridomys parvulus*. — Schlosser: Die Säugetierfauna . . . ; S. 379.
1951 *Pseudotheridomys schaubi* nov. sp. — Lavocat: Revision de la Faune . . . ; S. 42; Taf. 5, Fig. 8.

In der Münchner Sammlung befinden sich heute zwei Unterkieferfragmente und drei isolierte Zähne dieser Art von Haslach, die einen Teil des Originalmaterials bilden, das Schlosser zu seiner Bearbeitung (1884) vorgelegen hat. Über den ursprünglichen Umfang der Kollektion kann nichts Genaueres mehr ausgesagt werden. Da seit der kurzen Beschreibung von Schlosser keine neue Bearbeitung der Stücke erfolgte, erscheint es notwendig, die vorhandenen Exemplare neu zu beschreiben.

Der Lectotypus: Bei Stehlin & Schaub (1951, S. 357) wird die von Schlosser (1884, Taf. 3, Fig. 26 und 37) abgebildete Mandibel mit p_4—m_3 als Holotypus bezeichnet; da von Schlosser weder 1884 noch 1925—26 eines der ihm vorliegenden Stücke als Typus gekennzeichnet wurde, kann das von Stehlin & Schaub zitierte Exemplar nur ein Lectotypus sein: Linkes Unterkieferfragment in Gestein, Lingualseite freiliegend, sehr stark zerbrochen, mit J und mäßig stark

abgekauten p_4—m_1 (m_{2-3} nicht mehr vorhanden). Slg. München 1881 IX 79 (aus Koll. Wetzler). Abbildungen: Schlosser 1884, Taf. 3, Fig. 26 u. 37 (invers); Schlosser 1925—26, Taf. 11, Fig. 7 (invers); diese Arbeit, Taf. 14, Fig. 1. Maße: J: anteroposterior = 0.95, transversal = 0.5; p_4—m_1 = 2.08; p_4: L = 1.05, B_v = 0.72, B_h = 0.87; m_1: L = 1.05, B_v = 0.97, B_h = 1.0 (vgl. Abb. 1, S. 226; Abb. 4, S. 230).

p_4: Im vorderen Teil der Krone laufen die Seitenränder nahezu parallel; die hintere Hälfte ist deutlich breiter; die Vorderseite ist abgeflacht. Die vier Haupthöcker treten im Kronenbild kaum hervor; Höcker und Grate bilden ein ebenes Abkauungsniveau. Protoconid und Metaconid sind durch eine von vorne eindringende Synklinale getrennt. An der Lingualseite des Protoconids ist ein kurzes, frei endendes Anterolophid erkennbar. Vom Protoconid ausgehend verlaufen zwei Grate schräg rückwärts; der kürzere, linguale (Metalophid) vereinigt sich — stark nach vorne umbiegend — mit dem Metaconid; der andere — das Mesolophid — bildet zunächst einen Teil der labialen Kronenwand, biegt dann ebenfalls nach lingual um und vereinigt sich nach zweimaliger Einschnürung mit dem nach hinten spornartig ausgezogenen Metaconid. Die Außensynklinale ist mit der Innensynklinale III zu einer durchlaufenden schmalen, tiefen Furche vereinigt; von einem Längsgrat fehlt jede Spur. In der hinteren Kronenhälfte wird das Entoconid durch ein breites, transversal verlaufendes Hypolophid mit der Vorderseite des Hypoconids verbunden. Das nur schwach gekrümmte Posterolophid bildet eine zweite Verbindung zwischen Hypoconid und Entoconid und umgibt zusammen mit dem Hypolophid eine schmale, allseits geschlossene tiefe Synklinale.

m_1: Die hintere Kronenhälfte des gedrungen-rechteckigen Zahnes gleicht der des p_4. Die vordere Kronenhälfte ist der hinteren sehr ähnlich: Protoconid und Metaconid sind durch zwei nahezu parallel verlaufende Grate (Metalophid und Mesolophid) verbunden. Das Mesolophid ist in seinem lingualen Teil in zwei Äste gespalten, welche in das nach rückwärts spornartig ausgezogene Metaconid einmünden. Zwischen Mesolophid und Hypolophid ist eine ganz flache Verbindung angedeutet. Das schmale Anterolophid ist mit dem Metaconid verbunden, labialwärts endet es frei.

Die Paratypen von Haslach.

1881 IX 526: Rechtes Unterkieferfragment, stark verdrückt, mit J und etwas abgekauten m_{1-2} (Schlosser 1884, Taf. 3, Fig. 15). Maße: m_1: L = 0.99, B_v = 0.93, B_h = 0.92; m_2: L = 0.9, B_v = 0.81, B_h = 0.75 (Taf. 14, Fig. 2 a—b).

Beide Molaren erreichen die größte Kronenbreite im vorderen Teil, hinten sind sie abgerundet. Das Mesolophid ist lang und vereinigt sich am lingualen Rand der Krone mit dem nach rückwärts spornartig ausgezogenen Metaconid. Am m_1 steht das Metalophid mit dem Protoconid und dem Anterolophid in Verbindung, am m_2 dagegen vereinigt es sich nur mit dem Anterolophid. An beiden Zähnen besteht zwischen Mesolophid und Hypolophid eine ganz dünne Verbindung, die aber nicht die Höhe der Usurfläche erreicht. Das transversal verlaufende Hypolophid mündet in die Vorderseite des Hypoconids ein. Das Posterolophid ist

schwach gekrümmt und endet am lingualen Kronenrand, ohne sich mit dem Entoconid zu verbinden.

1881 IX 528: Linker p_4, stark abgekaut (Schlosser 1884, Taf. 3, Fig. 25). Maße: L = 0.97, B_v = 0.76, B_h = 0.82.

Im Umriß und einzelnen morphologischen Merkmalen gleicht der Zahn weitgehend dem p_4 des Lectotypus. Zwischen dem Mesolophid und Hypolophid besteht eine dünne Schmelzverbindung. Das Mesolophid vereinigt sich am lingualen Zahnrand mit einer vom Metaconid nach rückwärts gerichteten Schmelzleiste.

1881 IX 527: Linker $m_{1\ od.\ 2}$, stark abgekaut (Schlosser 1884, Taf. 3, Fig. 17). Maße: L = 1.04, B_v = B_h = 0.98.

Das Stück unterscheidet sich vom m_1 des Lectotypus neben den etwas verschiedenen Maßen nur durch das mit dem Protoconid und Metaconid verbundene Anterolophid. Das Posterolophid ist infolge der starken Abkauung mit dem Entoconid verbunden. Mesolophid und Hypolophid berühren sich gerade.

1881 IX 529: Linker m_3, etwas abgekaut (Schlosser 1884, Taf. 3, Fig. 22). Maße: L = 1.0, B_v = 0.88, B_h = 0.8.

Das Anterolophid steht mit dem Metalophid und dem Metaconid in Verbindung. Das Mesolophid verläuft transversal. Vordere und hintere Kronenhälfte sind durch eine tiefe Synklinale getrennt. Hypoconid, Posterolophid und Entoconid sind zu einem halbmondförmigen Wall umgebildet: ein Hypolophid existiert nur als kurzer, vom Hypoconid ausgehender, frei endender Sporn.

Der von Schlosser (1884, Taf. 3, Fig. 20) abgebildete obere Molar konnte unter dem Material bisher nicht aufgefunden werden. Weitere Belegstücke zu *Pseudotheridomys parvulus* von Haslach sind nicht mehr vorhanden.

2. 12. *Pseudotheridomys* aff. *parvulus*
Die neuen Funde von Weißenburg 6
(Abb. 2—3; Taf. 14, Fig. 3—28)

Material: 5 Mandibelreste ohne Zähne (1961 XII 369—373)

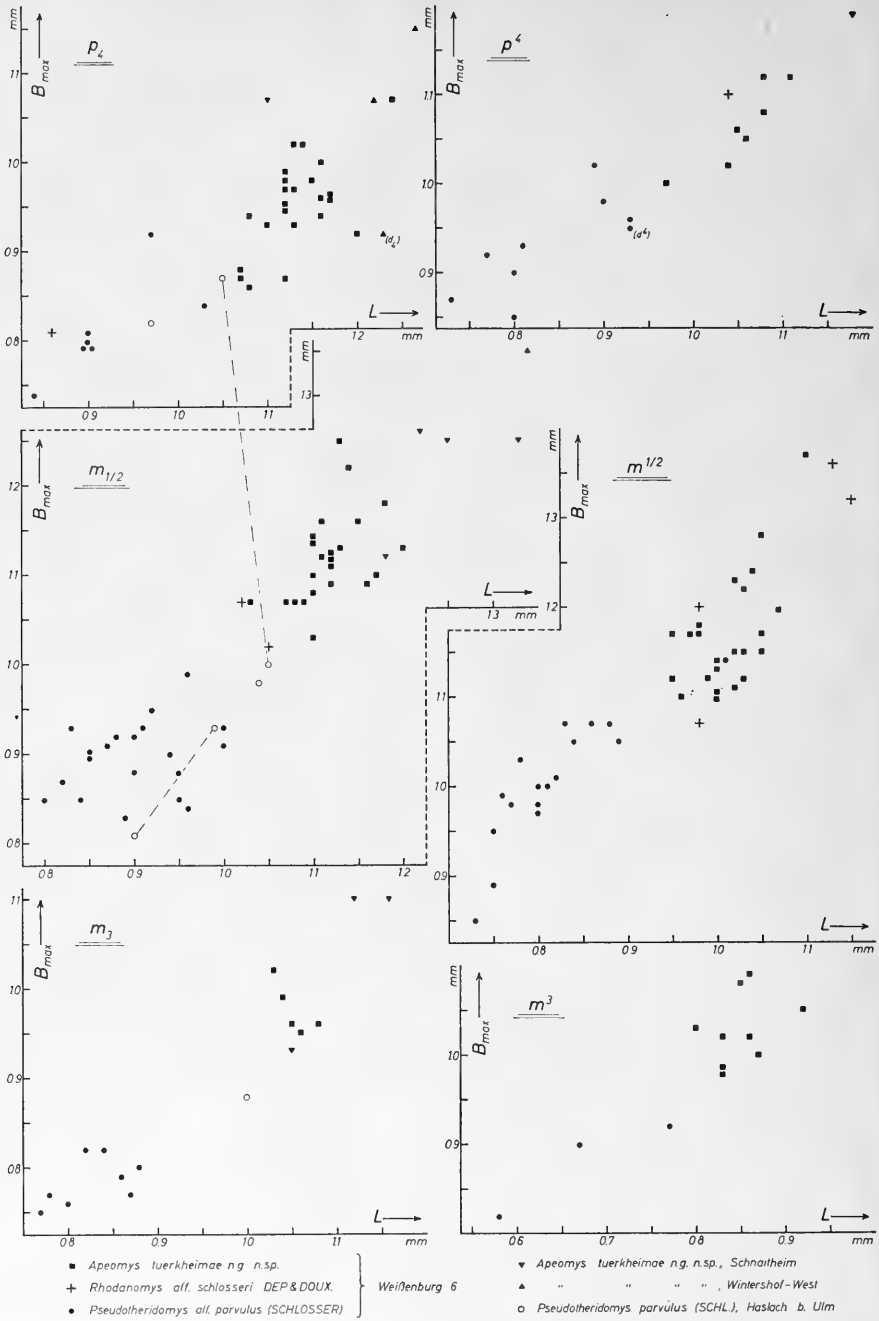
7 p_4	(1961 XII 274—278, 333, 339)	9 p^4	(1961 XII 305—306, 308—313)
20 $m_{1/2}$	(1961 XII 279—296, 334—335)	17 $m^{1/2}$	(1961 XII 314—329, 337)
8 m_3	(1961 XII 297—304)	3 m^3	(1961 XII 330—332)
1 d^4	(1961 XII 336)		zus.: 64 Zähne

Maße: Siehe Abb. 1, S. 226.

Die Mandibeln: Nach der sehr schlanken Gestalt der Unterkiefer, dem Alveolenmuster der Zähne, das wie bei allen anderen Eomyiden gestaltet ist, und den Maßen können die Unterkiefer nur zu dieser Art gestellt werden. Die Zahnreihenlängen sind (nach Alveolen) an drei Exemplaren meßbar und betragen: 3.3, 3.7 und 3.9 mm. Das nach vorne zu in einem mäßig spitzen Winkel endende Masseterfeld ist deutlich erhöht. Der Incisiv endet an der Labialseite des Ramus ascendens in einer Beule, welche sich nach rückwärts als scharfe Kante fortsetzt. Die Gelenkfortsätze sind an keinem Stück erhalten.

p_4: Sowohl im Kronenumriß wie in den einzelnen morphologischen Merkmalen lassen die Zähne eine große Variabilität erkennen (vgl. Abb. 2 a—b und Taf. 14, Fig. 3—6). Das Anterolophid geht vom Protoconid aus, endet manchmal frei (Taf. 14, Fig. 4—5) oder verbindet sich auch mit dem Metaconid (Abb. 2 a—b); gelegentlich ist es vom Protoconid losgelöst und bildet einen isoliert stehenden Tuberkel (Taf. 14, Fig. 3 und 6). Das Metalophid kann transversal verlaufen (Abb. 2 a—b) oder halbmondförmig gebogen sein (Taf. 14, Fig. 3—5). An vier Zähnen besteht zwischen vorderem und hinterem Kronenteil eine mehr oder minder deutliche Verbindung; diese kann — ähnlich den oligozänen Eomyiden — ein transversaler Grat sein (Abb. 2a), von dem aus sich das immer lange Mesolophid lingualwärts erstreckt; häufiger bildet das Mesolophid die direkte Fortsetzung des an der labialen Rückseite des Protoconids abzweigenden, schräg gestellten Längsgrates, der die hintere Kronenhälfte nicht mehr oder nur leicht berührt; gelegentlich kann das Mesolophid bzw. der Längsgrat von dem Protoconid getrennt sein (Taf. 14, Fig. 3); an dem auf Taf. 14, Fig. 6 abgebildeten Zahn ist das Mesolophid von dem relativ kräftigen Längsgrat losgelöst und berührt mit seinem labialen Ende das Hypolophid. Das Hypolophid kann etwas nach rückwärts gebogen sein, transversal verlaufen oder ein wenig nach vorne tendieren (Abb. 2 a; Taf. 14, Fig. 5 u. 6): auch eine doppelte Verbindung (mit dem Posterolophid und dem Hypoconid) ist zu beobachten (Abb. 2 b).

$m_{1/2}$: Da erste und zweite Molaren nicht in jedem Fall sicher unterschieden werden können, müssen sie gemeinsam beschrieben werden. Dementsprechend sind die Kronenumrisse, die Einzelmaße und die Indices erheblichen Schwankungen unterworfen (vgl. Abb. 2 c—g; Taf. 14, Fig. 7—14); die Variabilität der Einzelmaße und Indices ist aus Abb. 4 ersichtlich. Die Kronenhöhe ist ebenfalls sehr unterschiedlich (vgl. z. B. Taf. 14, Fig. 8 und Fig. 10). Die gegenüber den Haupthöckern relativ stark hervortretenden Quergrate erreichen auch bei frischen Zähnen die Höhe der Haupthöcker; die Usurfläche ist eben. Das Anterolophid kann mit dem Protoconid, dem Metaconid und dem Metalophid in wechselnder Kombination verbunden sein oder auch ganz frei stehen. Das Metalophid ist teils mit der vorderen, teils mit der hinteren Seite des Protoconids verbunden; mündet es mehr an der Rückseite des Protoconids ein, so entsteht an dieser Stelle ein zunächst rückwärts gerichteter Längsgrat, der dann in das fast immer bis zum lingualen Kronenrand reichende Mesolophid umbiegt. Wenn das Metalophid mit der Vorderseite des Protoconids verbunden ist, liegt das Mesolophid in der direkten Verlängerung des Protoconid-Hinterarmes, so daß man von einem Längsgrat kaum sprechen kann. Hinter dem Metaconid ist gelegentlich ein kurzer, vom Lingualrand ausgehender kurzer Sporn oder isolierter Höcker vorhanden (Taf. 14, Fig. 10—11). Der Verlauf des Hypolophids entspricht dem des Metalophids: es kann nach rückwärts gebogen sein, transversal verlaufen oder mit der Vorderseite des Hypoconids vereinigt sein; je stärker es nach vorne gebogen ist, um so eher besteht eine Verbindung zwischen Hypoconid bzw. Hypolophid und Mesolophid bzw. Längsgrat. Diese Verbindung ist an vier Zähnen deutlich sichtbar, an fünf Belegstücken ist sie angedeutet, bei elf Exemplaren fehlt sie ganz. Die hinter dem Entoconid lie-



p_4
p^4
$m_{1/2}$
$m^{1/2}$
m_3
m^3
B_{max}
L
mm
(d_4)
(d^4)
■ Apeomys tuerkheimae n.g. n.sp.
+ Rhodanomys aff. schlosseri DEP & DOUX.
● Pseudotheridomys aff. parvulus (SCHLOSSER)
Weißenburg 6
▼ Apeomys tuerkheimae n.g. n.sp., Schnaitheim
▲ " " " " , Wintershof-West
○ Pseudotheridomys parvulus (SCHL.), Haslach b. Ulm

Abb. 2: *Pseudotheridomys* aff. *parvulus* (SCHLOSSER), untere Backenzähne, aus dem Aquitan von Weißenburg 6. Alle Stücke als linke abgebildet. a: li. p_4, 1961 XII 274; b: re. p_4 (invers), 1961 XII 278; c: li. $m_{1/2}$, 1961 XII 287; d: li. $m_{1/2}$, 1961 XII 284; e: li. $m_{1/2}$, 1961 XII 282; f: re. $m_{1/2}$ (invers), 1961 XII 293; g: re. $m_{1/2}$ (invers), 1961 XII 291; h: re. m_3 (invers), 1961 XII 302; i: li. m_3, 1961 XII 300; k: li. m_3, 1961 XII 299. × 20.

gende Innensynklinale IV kann lingualwärts offen oder leicht oder ganz geschlossen sein. Das Hypolophid ist gelegentlich unterbrochen, so daß die Innensynklinale IV mit der Außensynklinale in Verbindung steht (Taf. 14, Fig. 7).

m_3: Die dritten Molaren unterscheiden sich von den vorderen neben der geringeren Länge durch die stets geringere hintere Breite, als deren Folge der rückwärtige Kronenteil etwas reduziert ist. Das Entoconid kann sehr klein sein oder auch fehlen. In allen anderen Merkmalen zeigen die Belegstücke eine den vorderen Molaren entsprechende Variabilität.

p^4: Der Kronenumriß ist rundlich bis subquadratisch; die größte Breite kann im vorderen oder hinteren Kronenteil liegen. Obwohl an diesem Zahn die Quergrate die Höhe der Haupthöcker erreichen, treten diese im Kronenbild stärker hervor als an den übrigen Zähnen. Der Protoloph kann an der rückwärtigen Seite oder — zusammen mit dem Anteroloph — an der Vorderseite des Proto-

---

Abb. 1: Längen-Breiten-Diagramme für die Backenzähne von Eomyiden aus der aquitanen Spaltenfüllung Weißenburg 6, sowie einige Vergleichsstücke aus Haslach b. Ulm, Wintershof-West und Schnaitheim. (Der versehentlich bei den p_4 eingetragene große Zahn von Wintershof-West — 1,27 × 1,15 mm — gehört zu den $m_{1/2}$.)

conus einmünden; sein Verlauf bedingt die unterschiedliche Länge der Außensynklinale I. An vier Zähnen ist der Protoconus bzw. dessen Hinterarm mit dem Hypoconus durch einen kurzen Längsgrat verbunden, von dem der Mesoloph ausgeht. Fehlt der Längsgrat (vier Zähne), dann bildet der Mesoloph die Verlängerung des Hypoconus-Vorderarmes; er erreicht meistens den labialen Zahnrand und kann dort frei enden oder mit dem Metaconus oder auch dem Paraconus verbunden sein. An dem auf Taf. 14, Fig. 17 abgebildeten Stück ist der Mesoloph lingualwärts mit dem Metaloph verbunden. Die Innensynklinale ist stark nach vorne gebogen. Der Metaloph vereinigt sich meistens mit der Vorderseite des Hypoconus; nur an einem Stück (Abb. 3d) tendiert er nach rückwärts und steht mit der Rückseite des Hypoconus in Verbindung. Der Posteroloph ist lang und kräftig; labialwärts vereinigt er sich an einigen Exemplaren mit dem Metaconus.

d^4: Ein stark abgekauter und etwas korrodierter Milchzahn mit dünnem Schmelz läßt — wie die Prämolaren — fünf Quergrate erkennen. Zwischen Protoconus und Hypoconus besteht eine schmale Längsverbindung.

$m^{1/2}$: Der Kronenumriß ist subquadratisch bis transversal-rechteckig; seine größte Breite liegt immer im vorderen Teil des Zahnes. Eine sichere Trennung zwischen ersten und zweiten Molaren ist nicht durchzuführen. Der Anteroloph ist lang und kann an der labialen Kronenseite in den Paraconus übergehen. Die Länge der Außensynklinale I ist durch den Verlauf des Protoloph bedingt, welcher in das Vorderende des Protoconus oder dessen Hinterende einmünden kann; zwischen beiden Extremen sind alle Übergänge zu beobachten. Der Metaloph vereinigt sich stets mit dem Hypoconus-Vorderarm. Zugleich entsteht an dieser Stelle der meistens bis zum Kronenrand reichende Mesoloph; er kann — als Längsgrat

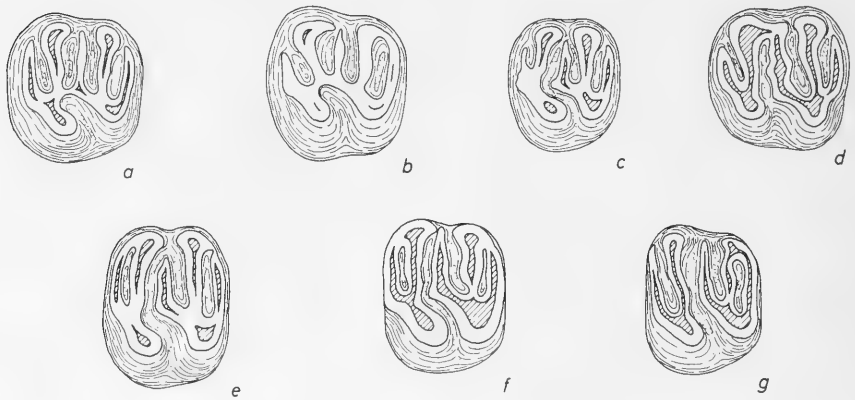


Abb. 3: *Pseudotheridomys* aff. *parvulus* (Schlosser), obere Backenzähne, aus dem Aquitan von Weißenburg 6. Alle Stücke als linke abgebildet. a: li. p^4, 1961 XII 305; b: re. p^4 (invers), 1961 XII 310; c: re. p^4 (invers), 1961 XII 311; d: re. p^4 (invers), 1961 XII 313; e: li. $m^{1/2}$, 1961 XII 316; f: re. $m^{1/2}$ (invers), 1961 XII 326; g: li. $m^{1/2}$, 1961 XII 317. × 20.

— zunächst vorwärts gerichtet sein und dann labialwärts umbiegen (Abb. 3 e—f) oder auch nur leicht gekrümmt sein (Abb. 3 g). An der Labialseite vereinigt er sich gelegentlich mit dem Paraconus. Zwischen Längsgrat bzw. Mesoloph und Protoconus bzw. Protoloph besteht nur an sieben Zähnen eine dünne Schmelzbrücke. Die Außensynklinale IV ist am Kronenrand fast immer abgeriegelt.

m^3: Zwei der insgesamt drei Belegstücke zeigen bei nicht sehr großer Kronenhöhe die den vorderen Molaren entsprechenden Details (Taf. 14, Fig. 26—27). Das dritte Exemplar (Taf. 14, Fig. 28) hat einen rundlichen Umriß; zwischen einem den gesamten Zahnrand bildenden wallartigen Grat, in dem die vier Haupthöcker kaum mehr hervortreten, befinden sich drei mehr oder minder transversal gerichtete Verbindungsleisten gleicher Höhe; in ihnen sind der Protoloph, Mesoloph und Metaloph leicht wiederzuerkennen. Auf die starke Variation und die Frage nach der Zugehörigkeit dieser Stücke zu einer einzigen Art wird anschließend eingegangen.

Bemerkungen und Beziehungen

Obwohl seit der ersten Beschreibung von *Pseudotheridomys parvulus* durch Schlosser (1884) an mehreren Fundorten Gebißreste dieses sehr kleinen Nagers gefunden wurden (Vgl. Stehlin & Schaub 1951, Fig. 185—186, 502; Thaler 1966, Abb. 25), fehlt es an genauen Beschreibungen und Maßangaben für diese neueren Funde. Die unzureichende Kenntnis des leider nicht sehr großen Materials von der Typuslokalität Haslach hat die Unsicherheit darüber vergrößert, was unter *Pseudotheridomys parvulus* zu verstehen ist. Ob die seit der Aufstellung der Art ihr zugeordneten Reste wirklich derselben Art angehören, muß bezweifelt werden. Da aber die vorhandenen Angaben nicht ausreichen (z. B. fehlen bei Thaler 1966, S. 174 und Abb. 25 jegliche Größenangaben und Maßstäbe zu den Abbildungen), kann eine Entscheidung über die Richtigkeit der Bestimmungen nur nach Einsicht des Materials selbst getroffen werden.

An Hand der Population von Weißenburg 6 ist es möglich, sich trotz begrenzter Stückzahl einen Überblick über die Variabilität zu verschaffen, welche natürlich mit derjenigen einer größeren Population von Haslach nicht unbedingt übereinstimmen muß.

Die Längen-Breiten-Diagramme (Abb. 1, S. 226) sowie die Verteilungen der Einzelmaße (Abb. 4, S. 230) zeigen eine Streuung, wie sie für andere, auch weit größere Populationen miozäner Eomyiden zu beobachten ist. Bei der Bewertung der Verteilungen für die $m_{1/2}$ und $m^{1/2}$ ist zu berücksichtigen, daß hier jeweils zwei Molaren zusammengefaßt sind, welche selbst bei einem Individuum merkliche Unterschiede aufweisen können. So liegt auch der relativ lange $m^{1/2}$ (Taf. 14, Fig. 25), der bereits in den Größenbereich von *Apeomys* fällt (Abb. 1), noch innerhalb der Grenzen, wie sie für andere Eomyiden-Populationen ermittelt werden konnten (über diese wird in einer späteren Arbeit berichtet). Ferner geht aus den Diagrammen der Abb. 1 und 4 hervor, daß sich die Weißenburger Zähne von denen der Typuslokalität Haslach in ihren Maßen nicht grundsätzlich unterschei-

den; es kann jedoch angenommen werden, daß bei Vorhandensein großen Materials von beiden Fundstellen die Zähne von Haslach möglicherweise einen etwas größeren Mittelwert ergeben würden. Die Werte für den Variabilitätskoeffizienten (Abb. 4) liegen zwar etwas höher als diejenigen für nahe verwandte Formen; dieser Befund mag aber teilweise auch durch die geringe Stückzahl bedingt sein; jedenfalls liegen alle Werte unterhalb der Grenze, die als Höchstmaß (etwa 10; vlg. Simpson & Roe 1939, S. 123) für eine genügend große Population einer Art als Erfahrungswert angenommen werden darf.

Betrachten wir nun die Morphologie der Zahnkronen, so stellen wir zunächst für einige Stücke der Weißenburger Population eine weitestgehende Übereinstim-

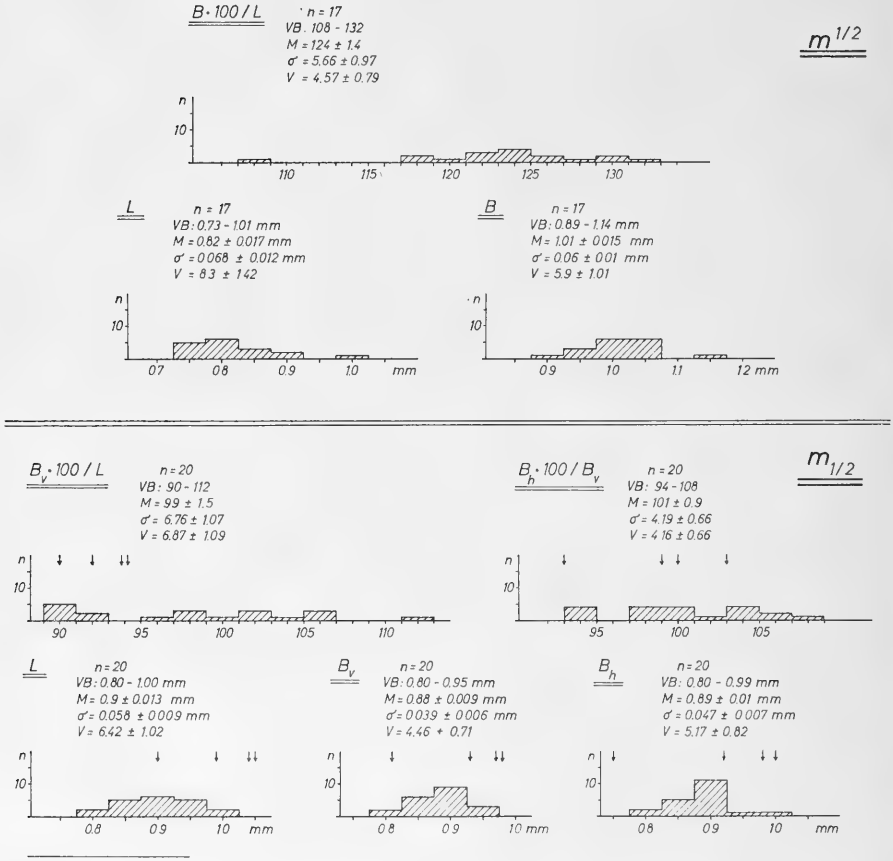


Abb. 4: Diagramme zur Verteilung der Einzelmaße und variations-statistische Werte für $m_{1/2}$ und $m^{1/2}$ von *Pseudotheridomys* aff. *parvulus* (Schlosser) aus dem Aquitan von Weißenburg 6.

mung mit dem Typusmaterial von Haslach fest (Taf. 14, vgl. z. B.: Fig. 1 und 3, 4; Fig. 1 und 12; Fig. 2 a—b und 10,11). Daneben sind aber unter den Weißenburger Zähnen solche vorhanden, die durch einige Merkmale deutlich von den Belegexemplaren aus Haslach verschieden sind (vgl. Taf. 14, Fig. 9 und 1 oder Abb. 2 a und Taf. 14, Fig. 1). Im Verlauf des Hypolophids, dem STEHLIN & SCHAUB (1951, S. 294) im Vergleich mit *Eomys* eine besondere Bedeutung beigemessen haben, sind erhebliche Unterschiede zu beobachten. Vergleicht man aber die Weißenburger Zähne untereinander, so lassen sich zwischen den Extremen alle Übergänge feststellen; für den Verlauf des Hypolophids der $m_{1/2}$ vergleiche man z. B. die Figuren der Taf. 14 in nachstehender Reihenfolge: 9—7—8—12—(1)—(2)—10—11—14—13. Die Variabilität im Verlauf des Metalophids zeigt Abb. 2 f—g—e—d—c. Auch für andere morphologische Details (Anterolophid in seiner Verbindung mit den vorderen Haupthöckern; Längsgrat — Mesolophid; Kronenhöhe) lassen sich ähnliche Reihen eines kontinuierlichen Übergangs zwischen zwei Extremen aufstellen.

Für die oberen Backenzähne liegen von der Typuslokalität Haslach leider keine Belegstücke mehr vor; die von SCHLOSSER gegebene Abbildung (1884; Taf. 3, Fig. 20) — das Original hierzu konnte in der Münchner Sammlung bisher nicht aufgefunden werden — läßt fünf transversale Grate erkennen, ist aber für einen genauen Vergleich unzureichend. Die Weißenburger Maxillarzähne zeigen im Gegensatz zu denen des Unterkiefers auch in ihrer Morphologie keine so starke Variabilität. Die teils vorhandene, teils dünne und teils fehlende Längsverbindung zwischen vorderem und hinterem Kronenteil entspricht einer natürlichen Variationsbreite. Der bereits hervorgehobene $m^{1/2}$ (Taf. 14, Fig. 25), der durch seine Größe auffällt, schließt sich morphologisch an die übrigen Belegstücke an. Die krassen Unterschiede bei den wenigen dritten Maxillarmolaren (Taf. 14, Fig. 26—28) dürfen unter Berücksichtigung der an den übrigen Zähnen beobachteten Variationsbreite durch zwar große, aber intraspezifische Variabilität erklärt werden; die grundsätzlichen Kronenmerkmale sind bei den drei Zähnen die gleichen.

Gehen wir von der Annahme aus, daß die von Haslach bekannten Zähne von *Pseudotheridomys parvulus* die volle Variationsbreite der Art repräsentieren, was allerdings angezweifelt werden kann, so darf die aus Weißenburg bekannt gewordene Population nicht völlig mit jener Art identifiziert werden. Die Weißenburger Zähne zeigen teilweise (z. B. Taf. 14, Fig. 7—9) größere Ähnlichkeit zu einer kleinen *Pseudotheridomys*-Art, die mir aus dem Ober-Oligozän von Gaimersheim zum Vergleich vorliegt: diese Form wird bei anderer Gelegenheit beschrieben werden. Andere Stücke (Taf. 14, Fig. 6, 13—14) weisen gewisse Beziehungen zu altertümlichen Vertretern der Gattung *Ligerimys* auf.

Die von LAVOCAT (1951, S. 42) beschriebene Art *Pseudotheridomys schaubi*, die nur durch einen Unterkiefer belegt ist, zeigt in ihren Maßen und morphologischen Details so weitgehende Übereinstimmung mit dem Lectotypus von *Pseudotheridomys parvulus*, daß eine spezifische Abtrennung keineswegs gerechtfertigt ist; bestenfalls kann sie als Unterart betrachtet werden, wenn von Cournon und

Haslach ein größeres Material ausreichende Verschiedenheiten der Populationen erkennen ließe.

Bezüglich der Beziehungen zu dem von Dehm (1950) beschriebenen *Eomys lophidens* aus Wintershof-West darf auf die demnächst zu veröffentlichenden Untersuchungen des Verfassers verwiesen werden; für die Beurteilung der systematischen und phylogenetischen Stellung der Weißenburger Zähne ist das Material von Wintershof-West vorläufig ohne größere Bedeutung.

Nach diesen Vergleichen und Überlegungen kommen wir für die Beurteilung der Weißenburger *Pseudotheridomys*-Zähne zu folgendem Ergebnis: Alle Zähne gehören einer Population einer einzigen Art an. Sie ist *Pseudotheridomys parvulus* von der Typuslokalität Haslach nahe verwandt; in einem Teil der Zähne stimmt die Population von Weißenburg mit dem Typusmaterial überein, andere Stücke sind deutlich altertümlich und stehen einer noch nicht beschriebenen Art aus Gaimersheim nahe; einige Exemplare weisen auf Beziehungen zu burdigalen Eomyiden hin. Die Weißenburger Population zeigt eine große morphologische Variabilität gegenüber der Kollektion von Haslach, deren volle Variationsbreite nach den vorhandenen Stücken allerdings nicht beurteilt werden kann; daß sie ebenso groß ist wie die der Weißenburger Population, darf nicht von vornherein angenommen werden. Die Weißenburger Form muß wohl als ältere, dem *Pseudotheridomys parvulus* nahestehende Ahn-Population betrachtet werden: *Pseudotheridomys* aff. *parvulus*.

2. 2. *Rhodanomys* aff. *schlosseri* Dep. & Doux., 1902

(Abb. 5; Taf. 14, Fig. 29—32)

1929 *Rhodanomys Schlosseri* Dep. — Viret: Les Faunes de Mammifères . . . ; S. 73; Abb. 8; Taf. 29, Fig. 1—7.

1935 *Rhodanomys schlosseri* Dep. & Doux. — Dehm: Über tertiäre Spaltenfüllungen . . . ; S. 34; Taf. 2, Fig. 3.

1951 *Rhodanomys Schlosseri* Dep. — Stehlin & Schaub: Die Trigonodontie . . . ; Abb. 188—189.

non 1941 *Eomys schlosseri* (Dep. & Doux). — Freudenberg: Die oberoligozänen Nager . . .

Material: 1 p_4, 2 $m_{1\,2}$, 1 p^4, 5 $m^{1/2}$, zus.: 9 Zähne.

Maße: Siehe Abb. 1, S. 226.

Die vorliegenden Zähne entsprechen in ihren morphologischen Merkmalen und ihren Maßen vollkommen dem als *Rhodanomys schlosseri* bestimmten Eomyiden von Coderet (Viret 1929). Im Naturhistorischen Museum in Basel konnte ein großes Material (über 600 Stücke; Kiefer und Einzelzähne) von dieser Lokalität untersucht werden. Für sämtliche Weißenburger Zähne — auch den relativ kleinen p_4 — gibt es vergleichbare Exemplare von Coderet. Auch beim Vergleich mit dem von Dehm (1935, S. 34) beschriebenen Unterkiefer aus Gunzenheim konnten keine spezifischen Unterschiede festgestellt werden. Der Typus zu *Rhodanomys schlosseri* von Pyrimont (Depéret & Douxami 1902, S. 69, Abb. 4; vgl. Stehlin & Schaub 1951, Abb. 505) ist demgegenüber so weit unterschieden, daß die volle spezifische

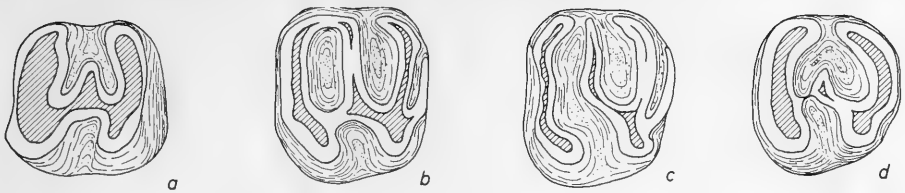


Abb. 5: *Rhodanomys* aff. *schlosseri* (Dep. & Doux.) aus dem Aquitan von Weißenburg 6. Alle Stücke als linke abgebildet. a: re. $m_{1/2}$ (invers), 1961 XII 340; b: re. $m^{1/2}$ (invers), 1961 XII 347; c: li. $m^{1/2}$, 1961 XII 345; d: re. $m^{1/2}$ (invers), 1961 XII 346. × 20.

Identität mit diesem nicht gegeben zu sein scheint (weder für die Form von Weißenburg, noch die von Coderet). Die Kleinsäugerfauna von Coderet wird derzeit von Mme. Hugueney, Lyon, revidiert. Aus ihren Untersuchungen sind nähere Einzelheiten über die Form von Coderet und ihre Beziehungen zum Typus von Pyrimont zu erwarten, denen hier nicht vorgegriffen werden soll. — Der von Freudenberg 1941, S. 112, gegebenen Bestimmung der Eomyiden von Gaimersheim als *Eomys schlosseri* kann ich mich nicht anschließen; eine Revision der Eomyiden von Gaimersheim wird an anderer Stelle erfolgen.

2. 3. *Apeomys* n. g.

Diagnose: Mittelgroßer Eomyide mit folgenden Merkmalen: Backenzähne brachydont, aber mit höheren Kronen als *Eomys*. Die vier Haupthöcker aller Zähne treten kaum hervor und sind nicht höher als die kräftigen, sie verbindenden Quergrate. Synklinalen schmal und tief. Bei mäßig starker Abkauung entsteht eine konkave Usurfläche. Wurzeln und Mandibel eomyid. Unterkieferzähne: Labialseite der Krone bei frischen und wenig abgekauten Zähnen höher als die Lingualseite. Außensynklinale und Innensynklinale III zu einer tiefen, die Krone in zwei Loben teilenden Furche vereinigt. Protoconid, Metalophid, Metaconid und Mesolophid in der vorderen Kronenhälfte und Hypoconid, Hypolophid, Entoconid und Posterolophid in der hinteren Hälfte umgeben tiefe, meist allseits geschlossene Synklinalen. Molaren ohne Anterolophid. Transversalgrate der Molaren lingualwärts schräg rückwärts gerichtet. Oberkieferzähne: Lingualseite bei frischen Zähnen höher als die Labialseite. Anteroloph, Protoloph, Metaloph und Posteroloph verlaufen ± transversal; der Mesoloph bildet an den $m^{1/2}$ eine nur selten unterbrochene diagonale Verbindung zwischen Hypoconus und Paraconus, am p^4 und m^3 erreicht er den labialen Zahnrand nicht; Längsgrat fehlt.

Typus-Art: *Apeomys tuerkheimae* n. sp.

Namengebung: Nach apo- (Griech.) = weg, auf Grund der von allen anderen Eomyiden abweichenden Kronenmorphologie der Backenzähne.

Verbreitung: Bisher bekannt aus der aquitanen Spaltenfüllung Wei-

ßenburg 6 und den unterburdigalen Spaltenfüllungen Wintershof-West und Schnaitheim; alle im Gebiet des schwäbisch-fränkischen Jura.

Beziehungen: Die Backenzähne der Gattung *Apeomys* n. g. sind von allen bisher bekannten Eomyiden deutlich verschieden. Ihr Grundbauplan aber, ferner der Besitz eines molariformen Prämolaren, die Anordnung und Zahl der Wurzeln und die Gestalt des Unterkiefers lassen keinen Zweifel an der Zugehörigkeit zur Familie der Eomyidae aufkommen.

Von *Eomys (E. zitteli)* ist *Apeomys* durch die hohen, breiten Quergrate unterschieden, welche die kaum mehr hervortretenden Haupthöcker verbinden. Bei allen *Apeomys*-Zähnen fehlt jede Spur eines Längsgrates, an den unteren Molaren außerdem das Anterolophid. Die Krone ist gegenüber *Eomys* ein wenig erhöht.

Rhodanomys (Rh. schlosseri) bildet zwar seine Haupthöcker gelegentlich zu Gunsten der Transversalgrate zurück; auch in der teilweisen oder völligen Reduktion des Längsgrates bestehen Ähnlichkeiten mit *Apeomys*. Normalerweise aber bleiben die Haupthöcker als solche deutlich erkennbar. Die sie verbindenen Quergrate sind im Gegensatz zu *Apeomys* schmal, die Synklinalen viel weiter. Das Mesolophid bei *Rhodanomys* ist sehr variabel und bildet niemals jene breite Verbindung zum Metaconid, wie sie bei *Apeomys* stets vorhanden ist. Das Hypolophid ist rückwärts gerichtet und oft mit dem Posterolophid verschmolzen.

Pseudotheridomys (Ps. parvulus und *Ps. carpathicus)* steht von allen Eomyiden der Gattung *Apeomys* am nächsten. In der Verbindung der Quergrate mit den wenig hervortretenden Haupthöckern und in dem auch bei *Pseudotheridomys* oft fehlenden Längsgrat besteht weitgehende Übereinstimmung. Die Zahnkronen vom *Apeomys* sind aber höher, die Synklinalen sehr tief; die Bildung von zwei gleichförmigen Ovalen an den unteren Molaren wird bei *Pseudotheridomys* niemals in der Weise erreicht. *Pseudotheridomys* besitzt an den unteren Molaren stets ein Anterolophid. Auch nach der Größe sind beide Gattungen ziemlich sicher zu trennen.

Von den nordamerikanischen Genera der Familie Eomyidae besitzen *Adjidaumo* Hay, *Paradjidaumo* Burke, *Protadjidaumo* Burke, *Yoderimys* Wood, *Namatomys* Black und *Aulolithomys* Black einen ausgesprochen vierhöckerigen („cricetoiden") Zahnbau, entsprechend dem von *Eomys*. Für die nordamerikanischen Arten des *Pseudotheridomys* gilt dasselbe, was vorher schon im Vergleich mit den europäischen Vertretern gesagt wurde.

Aus diesen Vergleichen ergibt sich, daß die Zähne von Weißenburg einer bisher unbekannten Gattung angehören, die von allen anderen Eomyiden deutlich verschieden ist.

2. 31. *Apeomys tuerkheimae* n. sp.

(Abb. 6—8; Taf. 15; Fig. 1—19)

Diagnose: Vgl. Diagnose der Gattung.

Typus-Lokalität: Untermiozäne Spaltenfüllung im Weißjura delta von Weißenburg in Bayern („Weißenburg 6").

Namengebung: Zu Ehren von E. Freifrau v. Türkheim-Geislern in Anerkennung ihrer langjährigen Auslesearbeiten an Schlämmrückständen.

Material von Weißenburg 6:

1 Mandibel mit p_4 (1961 XII 194)
6 Mandibeln ohne Zähne (1961 XII 363—368)
Isolierte Zähne:

23 p_4 (1961 XII 184—193, 195—207);	7 p^4 (1961 XII 236—241, 307);
23 $m_{1/2}$ (1961 XII 208—230);	23 $m^{1/2}$ (1961 XII 242—264);
5 m_3 (1961 XII 231—235);	9 m^3 (1961 XII 265—273);
	zus.: 91 Zähne

Weitere Belege: Aus der unterburdigalen Spaltenfüllung von Wintershof West (Dehm 1950): 1 d_4 (1937 II 19296), 2 p_4 (1937 II 19478, 19486), 1 $m_{1/2}$ (1937 II 19547), zus.: 4 Zähne. — Aus der unterburdigalen Spaltenfüllung von Schnaitheim (Dehm 1939): 1 p_4 (1940 V 477), 4 $m_{1/2}$ (1940 V 1290, 1293, 1295—96), 3 m_3 (1940 V 1291—92, 1298), 1 p^4 (1940 V 1299), zus.: 9 Zähne.

Zur Terminologie der Kronenmerkmale (Abb. 6): Die Terminologie der einzelnen morphologischen Merkmale der *Apeomys*-Zähne bereitet kaum Schwierigkeiten, da eine Homologisierung mit den Höckern und Graten anderer Eomyiden leicht möglich ist. Lediglich der untere Prämolar verursacht eine gewisse Unsicherheit: An der vorderen Außenecke befindet sich an manchen Zähnen ein ungeteilter Höcker (Protoconid); häufiger sind an dieser Stelle aber zwei Höcker vorhanden, die bald stärker, bald weniger stark voneinander getrennt sind. Offensichtlich findet hier eine Teilung des Protoconids statt. Unter Berücksichtigung der Verhältnisse an den Molaren nenne ich den hinteren dieser beiden Höcker, der meistens der kräftigere ist und in das Mesolophid übergeht, Protoconid; um ein Mesoconid — entsprechend den Gliridae — handelt es sich gewiß nicht. Den vorderen Höcker, der sich lingualwärts als Anterolophid fortsetzt, nenne ich Protoconulid, nicht Paraconid, da er eindeutig eine Neubildung ist, die mit dem Paraconid des trigonodonten Grundplanes nichts zu tun hat.[2])

Holotypus: Rechter Unterkiefer mit J und p_4, hintere Fortsätze abgebrochen. Slg. München 1961 XII 194 (Abb. 7 a; Taf. 15, Fig. 1 a—c). Beschreibung: Der zierliche, schlanke Kiefer ist dem anderer Eomyidengenera ähnlich: Das Diastema (4 mm lang) ist flach konkav und steigt nur gegen den p_4 hin stärker an, der Vorderrand der J-Alveole liegt nur wenig über dem tiefsten Punkt des Diastema. Das Foramen mentale liegt knapp vor dem p_4, etwas über dem vorderen Ende des Masseterfeldes. Dieses endet vorne nicht in einem spitzen Winkel, sondern ist eher halbkreisförmig begrenzt und umgibt eine flache Grube. Das Hinterende des J endet (hinter und über dem m_3) in einer deutlich vom Ramus ascen-

[2]) Möglicherweise liegt bei *Neocometes* (vgl. Fahlbusch 1966, S. 121, Abb. 4) eine ähnliche Komplizierung vor, die sich jedoch bis jetzt nicht so deutlich erklären läßt wie bei *Apeomys;* deshalb wurde für *Neocometes* an der Schaub'schen Bezeichnung des vorderen Außenhöckers der unteren Molaren als Paraconid vorläufig festgehalten.

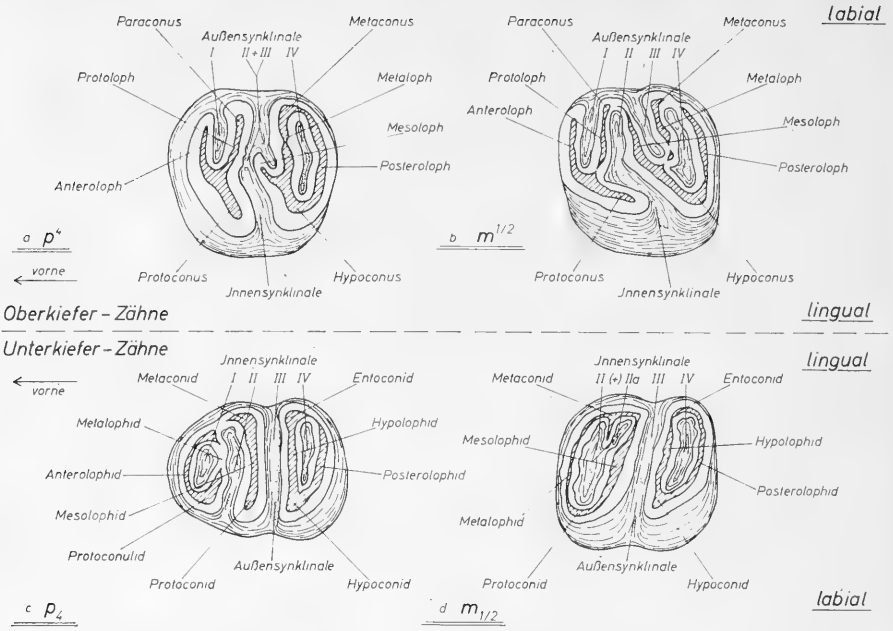


Abb. 6: Beispiele von *Apeomys*-Zähnen aus dem Aquitan von Weißenburg 6 mit Angabe der bei der Beschreibung verwendeten Terminologie. Alle Zähne als linke abgebildet. a: li. p^4, 1961 XII 238; b: re. $m^{1/2}$ (invers), 1961 XII 256; c: re. p_4 (invers), 1961 XII 198; d: li. $m_{1/2}$, 1961 XII 214. × 20.

dens durch eine Mulde getrennten kräftigen Beule. Zwischen der Zahnreihe und dem Ramus ascendens liegt eine langgestreckte Synklinale, welche vorne und vor allem hinten durch Knochenwülste begrenzt ist, die vom m_1 bzw. dem hinteren Ende der Zahnreihe gegen den Ramus ascendens ziehen. Die Länge der Zahnreihe beträgt (nach Alveolen) 4.0 mm. Der Schneidezahn (anteroposterior: 1.2 mm, lateral: 0.55 mm) hat einen lingualwärts kantig begrenzten, sonst glatten Schmelzbelag, der sich an der Labialseite in gleichmäßigem Bogen bis zu einem Drittel des anteroposterioren Durchmessers fortsetzt. Der Prämolar des Holotypus (L = 1.12, B_h = 0.95, B_v = 0.9) (Abb. 7 a) ist mäßig stark abgekaut. Die größte Breite der Krone liegt in der hinteren Hälfte, der Vorderrand ist halbkreisförmig abgerundet. Der hintere Lobus des Zahnes ist von dem vorderen durch eine tiefe Furche getrennt und bildet ein allseits geschlossenes Oval, das eine schmale, tiefe Synklinale umgibt. Protoconid und Protoconulid sind nicht miteinander verbunden. Protoconulid, Anterolophid und Metalophid bilden eine große Abkaufläche, in der gerade noch eine schwache Spur der Innensynklinale I erkennbar ist. Vor dem lingualen Ende des Mesolophids ist ein kurzer zusätzlicher Sporn vorhanden, der mit dem Metaconid und Mesolophid die Innensynklinale II a umgibt.

Die Paratypen

Die Mandibeln: Neben dem Holotypus liegen sechs zahnlose Unterkiefer vor, die zu dieser Art gestellt werden müssen. Wie der Holotypus unterscheiden sie sich von den *Pseudotheridomys*-Kiefern durch das vordere, gerundete Ende des Masseterfeldes mit einer flachen Einmuldung, durch die beiderseits abgeschlossene Synklinale zwischen Zahnreihe und Ramus ascendens und durch die deutliche Beule, in der der Schneidezahn endet. Die Zahnreihenlängen dieser Kiefer betragen (nach Alveolen): 3.9; 4.0; 4.1; 4.2 und 4.4 (2 mal) mm.

Die Zahl und Anordnung der Wurzeln entspricht den übrigen Eomyiden: p_4 (und d_4) besitzt je eine vordere und hintere kräftige Wurzel, die m_{1-3} haben zwei vordere, kleine und eine kräftige hintere. Alle oberen Backenzähne besitzen eine breite linguale und zwei runde labiale Wurzeln; am p^4 ist die vordere Labialwurzel nach vorne gebogen; die hintere Labialwurzel des m^3 ist etwas nach labial und rückwärts verlagert.

p_4: Im Umriß entsprechen alle Zähne dem Holotypus. Die Variabilität und Verteilung der Einzelmaße sowie die Längen-Breiten-Indices sind aus Abb. 1, S. 226 und Abb. 9, S. 241 ersichtlich. Die hintere Kronenhälfte besteht immer aus einem transversal gestreckten Oval mit einer tiefen Innensynklinale IV, die auch bei frischen Zähnen allseits abgeriegelt ist. Die vordere Kronenhälfte zeigt in Einzelmerkmalen eine stärkere Variabilität. An zehn Zähnen ist das Protoconid mit dem meistens kleineren Protoconulid durch einen Grat verbunden (z. B. Taf. 15, Fig. 4), an den anderen Exemplaren ist die Innensynklinale I labialwärts offen (z. B. Taf. 15, Fig. 2). Bei zehn p_4 ist vor dem Mesolophid ein zusätzlicher kurzer Grat vorhanden; an mehreren dieser Stücke ist dann aber das linguale Ende des Mesolophids unterbrochen (Taf. 15, Fig. 2). Auch das Anterolophid kann vor Einmündung in das Metaconid mehr oder minder deutlich eingeschnürt sein Taf. 15, Fig. 3). — An mehreren Zähnen zeigt der Schmelz eine deutliche Fältelung (z. B. Taf. 15, Fig. 2—4). Bei mäßig starker Abkauung der Zähne entsteht — ähnlich wie bei manchen Gliriden — eine konkave Abkaufläche; bei zunehmender Usur aber wird die Abkaufläche wieder eben.

d_4: Unter dem Material der Weißenburger Spaltenfüllung konnte kein Milchzahn gefunden werden. Daher sei hier der bisher einzige d_4 dieser Art beschrieben, der sich in der kleinen Kollektion von Wintershof-West befand (Taf. 15, Fig. 5). Der Zahn ist weniger hochkronig als die Prämolaren, seine Synklinalen sind breiter und flacher. Die Krone wird von zwei geschlossenen Ovalen gebildet, von denen das vordere stärker kreisförmig gebaut, das hintere transversal gestreckt ist. Ein Protoconulid ist nicht vorhanden. Die Innensynklinale III ist lingualwärts flach abgeriegelt. Die beiden Wurzeln sind stärker gespreizt als bei den Prämolaren.

$m_{1/2}$: Wie bei vielen anderen Eomyiden, so ist auch bei isolierten *Apeomys*-Zähnen eine Unterscheidung zwischen ersten und zweiten Molaren des Unterkiefers nicht mit Sicherheit möglich; vermutlich sind die Zähne mit relativ größerer Länge und geringerer vorderer Breite überwiegend erste Molaren; zur Beschrei-

bung müssen m_1 und m_2 aber zusammengefaßt werden. — Der Kronenumriß ist gedrungen rechteckig (z. B. Taf. 15, Fig. 7) bis subquadratisch (z. B. Taf. 15, Fig. 9) oder auch — bedingt durch die Schrägstellung der Transversalgrate — parallelogrammartig (z. B. Taf. 15, Fig. 6). Die Variabilität der Einzelmaße und Indices ist aus der Abb. 9 ersichtlich. Die Krone ist durch eine tiefe, schmale Furche (Außensynklinale + Innensynklinale III) in zwei Hälften geteilt; niemals ist die geringste Spur eines Längsgrates vorhanden. Der vordere und hintere Kronenteil wird von je einem wallartigen Oval gebildet; die Innensynklinalen I und IV

Abb. 7: *Apeomys tuerkheimae* n. g. n. sp., untere Backenzähne, aus dem Aquitan von Weißenburg 6 (1961 XII) und dem Burdigal von Wintershof-West (1937 II) und Schnaitheim (1940 V). Alle Stücke als linke abgebildet. a: re. p_4 (invers), Holotypus, 1961 XII 194 (vgl. Taf. 15, Fig. 1); b: re. p_4 (invers), 1961 XII 196; c: re. p_4 (invers), 1961 XII 203; d: re. p_4 (invers), 1937 II 19478; e: re. $m_{1/2}$ (invers), 1961 XII 224; f: re. $m_{1/2}$ (invers), 1961 XII 226; g: re. $m_{1/2}$ (invers), 1940 V 1296; h: li. $m_{1/2}$, 1940 V 1290; i: re. $m_{1/2}$ (invers), 1937 II 19547; k: re. m_3 (invers), 1961 XII 235; l: re. m_3 (invers), 1961 XII 234; m: li. m_3, 1940 V 1292; n: re. m_3 (invers), 1940 V 1298. × 20.

sind lingualwärts — auch bei frischen Zähnen — immer geschlossen. Bei 16 Zähnen ist in der Innensynklinale II ein kurzer Sporn vorhanden, der in das Mesolophid einmündet und mit diesem und dem Metaconid die Innensynklinale IIa bildet; bei fünf Zähnen erreicht er das Mesolophid nicht, sondern endet frei; an einem Zahn (Abb. 7 e) ist er mit dem Mesolophid verbunden, aber am Metaconid unterbrochen. Ein Zahn (Abb. 7 f) besitzt in der Innensynklinale IV einen vom Entoconid ausgehenden akzessorischen Grat, der gegen das Posterolophid tendiert, dieses aber nicht erreicht. An einem weiteren Stück (Taf. 15, Fig. 10) ist eine entsprechende Bildung als kurzer Sporn angedeutet. Ein Anterolophid konnte an keinem Zahn beobachtet werden. — Frische $m_{1/2}$ zeigen — wie manche p_4 — eine deutliche Fältelung des Schmelzes (Taf. 15, Fig. 6—9). Die Usurfläche ist bei vielen $m_{1/2}$ noch stärker konkav als an den Prämolaren.

m_3: Der letzte Molar unterscheidet sich von den vorderen nur durch die geringeren Maße und seinen nach rückwärts verschmälerten Kronenumriß. Die Innensynklinale II a ist kurz und flach und kann bei stärkerer Abkauung verschwinden (Abb. 7 k). Die Innensynklinale III ist lingualwärts flach abgeriegelt.

p^4: Der Kronenumriß ist rundlich bis subquadratisch. Die vier Haupthöcker treten hier stärker hervor als an den übrigen oberen Backenzähnen, sind jedoch auch bei frischen Zähnen nicht oder nur unwesentlich höher als die Quergrate. — Die Innensynklinale steht immer mit der Außensynklinale II + III in Verbindung. Die Außensynklinalen I und IV sind offen oder leicht oder vollständig abgeriegelt. Der Mesoloph, der niemals den labialen Zahnrand erreicht, geht zusammen mit dem Metaloph aus dem Vorderarm des Hypoconus hervor. An drei Zähnen ist der Mesoloph von dem Hypoconus mehr oder minder deutlich getrennt und steht als isolierter Tuberkel zwischen vorderem und hinterem Lobus. Bei dem auf Taf. 15, Fig. 14 abgebildeten Stück ist der Metaloph unterbrochen, so daß die Innensynklinalen III und IV miteinander in Verbindung stehen.

$m^{1/2}$: Eine Unterscheidung von ersten und zweiten Molaren ist — wie bei den unteren — nicht möglich; die im Bereich des Metaconus abgerundeten und nach rückwärts verschmälerten Zähne (z. B. Abb. 8 c—d; Taf. 15, Fig. 17) sind vermutlich zweite Molaren. — Der Umriß der Krone ist subquadratisch. Die linguale Seite ist — insbesondere bei frischen Zähnen — höher als die Labialseite, ein Unterschied, der sich im Laufe der Abnutzung der Molaren ausgleicht. Entsprechend den Unterkieferzähnen steht die Innensynklinale, die hinter dem Protoconus stark nach vorne umbiegt, mit der Außensynklinale II in Verbindung. Diese ist aber bei 20 von 23 Belegstücken labialwärts geschlossen, da sich der meist sehr lange, diagonal verlaufende Mesoloph mit dem Paraconus vereinigt; an einem Zahn (Taf. 15, Fig. 17) tritt er mit dem Metaconus in Verbindung. Die Außensynklinale I ist offen oder nur flach abgeriegelt; die Außensynklinale IV ist immer geschlossen. An acht Zähnen ist der Metaloph vor Einmündung in den Hypoconus-Vorderarm bzw. den Mesoloph stark eingeschnürt oder sogar unterbrochen. Auch der Protoloph kann gelegentlich unterbrochen sein (Abb. 8 e). — Den unteren Backenzähnen entsprechend bildet sich auch bei den $m^{1/2}$ im Laufe der Abkauung eine konkave Usurfläche.

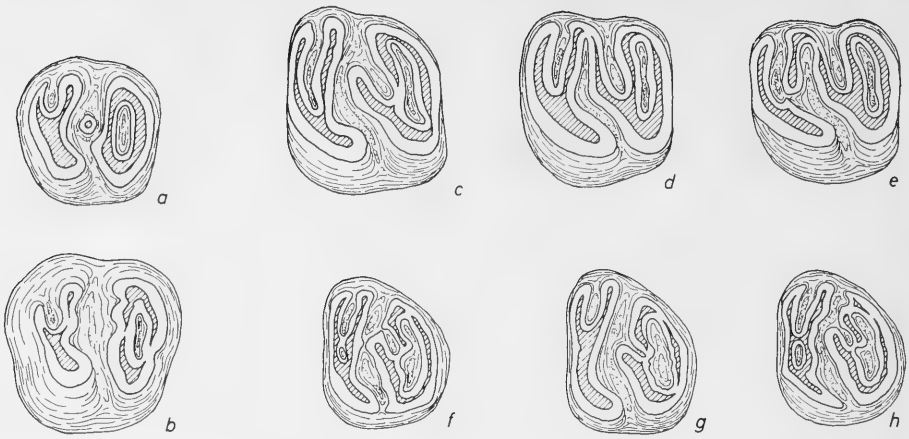


Abb. 8: *Apeomys tuerkheimae* n. g. n. sp., obere Backenzähne, aus dem Aquitan von Weißenburg 6 (1961 XII) und dem Burdigal von Schnaitheim (1940 V). Alle Stücke als linke abgebildet. a: re. p^4 (invers), 1961 XII 241; b: li. p^4, 1940 V 1299; c: re. $m^{1/2}$ (invers), 1961 XII 261; d: li. $m^{1/2}$, 1961 XII 248; e: re. $m^{1/2}$ (invers), 1961 XII 253; f: li. m^3, 1961 XII 267; g: li. m^3, 1961 XII 266; h: li. m^3, 1961 XII 268. × 20.

m^3: Obwohl die hintere Kronenhälfte stark abgerundet ist, lassen sich die den vorderen Molaren entsprechenden Details ohne Schwierigkeit erkennen. Im Gegensatz zu den $m^{1/2}$ ist der Mesoloph meistens nur kurz; er endet frei (Abb. 8 f—h) oder steht mit dem lingualen Teil des Protoloph in Verbindung. Die Außensynklinale I kann durch einen kurzen Längsgrat zwischen Anteroloph und Protoloph unterteilt sein (Abb. 8 f-h).

Beziehungen: Da bei der Aufstellung der Gattung bereits auf die Beziehungen zu anderen Eomyiden eingegangen wurde (S. 234), brauchen hier nur mehr einige Stücke zum Vergleich herangezogen werden, die sich unter dem Material der Spaltenfüllungen von Wintershof-West (4 Zähne) und Schnaitheim (9 Zähne) befanden. Diese beiden Fundorte lieferten reiche unterburdigale Säugetierfaunen.

Die Belegstücke von Wintershof-West wurden von Dehm (1950) der von ihm aufgestellten Art *Eomys lophidens* zugeordnet. Da von Dehm zu der Beschreibung des Zahnbaus „nur frische, auf den Kiefern sitzende Zähne berücksichtigt" wurden (S. 409), waren die hier besprochenen isolierten Stücke leicht zu übersehen. Der bisher einzige Milchzahn der Gattung *Apeomys* wurde oben (S. 237) bereits beschrieben. Die beiden unteren Prämolaren (Abb. 7 d und Taf. 15, Fig. 11) sind stärker molariform als die p_4 von Weißenburg 6; ein selbständiges Protoconulid existiert nicht; durch den Besitz von nur zwei Wurzeln sind sie aber eindeutig als Prämolaren charakterisiert. Der $m_{1/2}$ von Wintershof-West (Abb. 7 i) unterscheidet sich nicht von den entsprechenden Weißenburger Zähnen.

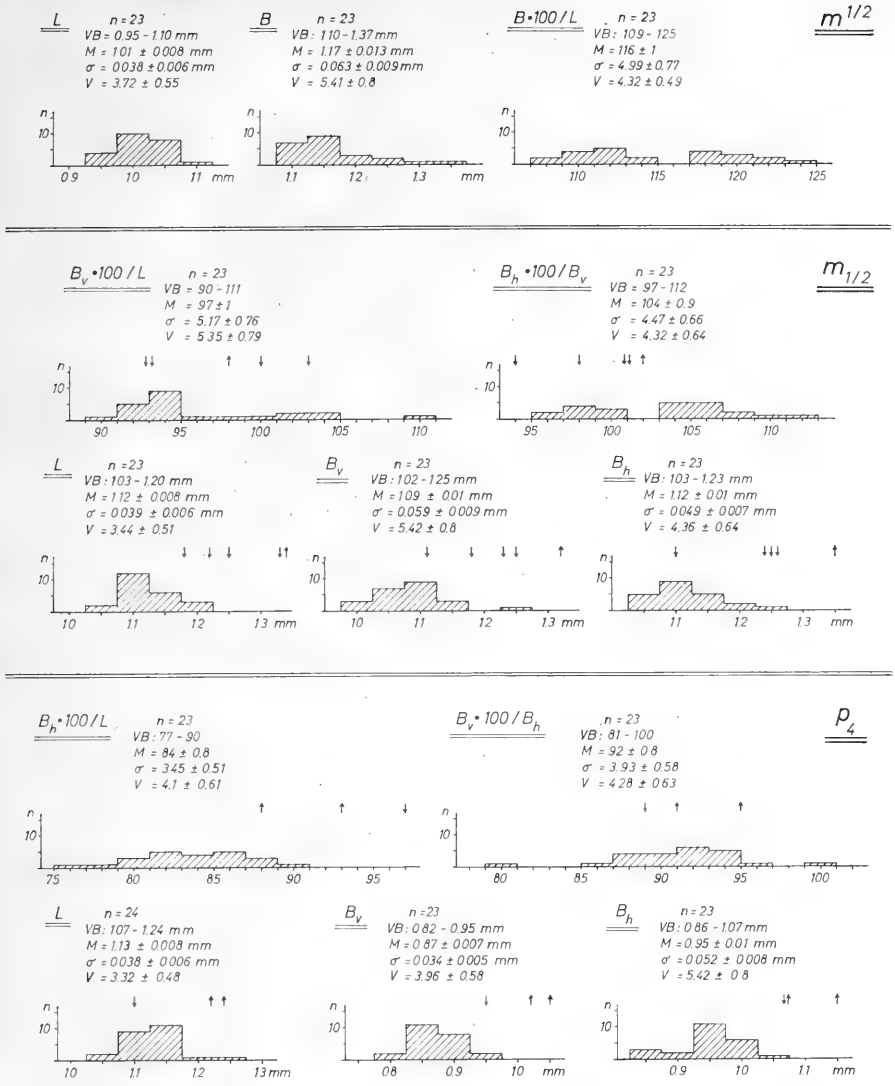


Abb. 9: Diagramme zur Verteilung der Einzelmaße und variationsstatistische Werte für p_4, $m_{1/2}$ und $m^{1/2}$ von *Apeomys tuerkheimae* n. g. n. sp. aus dem Aquitan von Weißenburg 6.

Für die Fauna von Schnaitheim gab Dehm (1939, S. 118) eine vorläufige Übersicht über den Artbestand; einige Faunenelemente wurden seitdem genauer bearbeitet (Hrubesch 1957, Müller 1967). Für die Eomyiden gab Dehm (1939, S. 119) nur die Angabe: „*Rhodanomys* spec., Maus-Verwandter. Über 30 Einzelzähne; gleiche Form wie auch bei Wintershof-West vorhanden". Nachdem alles Rohmaterial aus der Spalte geschlämmt und ausgelesen ist, beläuft sich die Anzahl von Eomyidenzähnen (Kieferreste sind kaum vorhanden) auf über 900. Darunter befanden sich 9 Zähne, die sich von dem Weißenburger *Apeomys* kaum unterscheiden. Lediglich die Maße sind für die Schnaitheimer — wie auch für die Wintershofer — Zähne durchschnittlich etwas größer (Abb. 1, S. 226; Abb. 9, S. 241). Dieser Befund entspricht dem höheren stratigraphischen Niveau beider Faunen. Wenn aus dem Burdigal reichere Populationen bekannt werden, wird es sich vielleicht ergeben, daß diese in einer eigenen Art zusammenzufassen sind. Vorläufig sehe ich jedoch keinen Grund, sie von *Apeomys tuerkheimae* aus Weißenburg 6 zu trennen.

Über die phylogenetische Stellung einer Gattung und Art, die sich wesentlich von anderen Vertretern derselben Familie unterscheidet, können naturgemäß nur wenige Aussagen gemacht werden. Die Gattung *Rhodanomys* kommt auf Grund verschiedener Spezialisierungen als Vorfahre von *Apeomys* nicht in Betracht. Trotz ähnlicher morphologischer Entwicklungstendenzen kann *Pseudotheridomys parvulus* in keinem direkten Zusammenhang mit *Apeomys* stehen. Ob ältere, noch nicht beschriebene Arten des *Pseudotheridomys* oder auch *Eomys zitteli* als direkte Vorfahren anzunehmen sind, kann derzeit nicht entschieden werden, ist jedoch nach der Kronenmorphologie der Zähne nicht ausgeschlossen. Wahrscheinlich aber bestehen engere Beziehungen zu einem noch nicht beschriebenen Eomyiden aus der oligozänen Molasse der Schweiz, der im Naturhistorischen Museum in Basel durch mehrere Zähne belegt ist. Es bedarf also weiterer Studien an vor allem oligozänen Eomyiden, ehe die Frage nach der Herkunft der Gattung *Apeomys* befriedigend beantwortet werden kann. Nachkommen von *Apeomys tuerkheimae* sind bisher nicht bekannt. Nach den bis jetzt vorliegenden Befunden muß *Apeomys* als Vertreter einer im Oligozän entstandenen und im Burdigal erlöschenden, selbständigen Entwicklungsreihe der Eomyiden betrachtet werden.

3. Schlußbemerkungen

Die Eomyiden-Fauna aus dem Aquitan von Weißenburg 6 ist mit drei, verschiedenen Genera angehörenden Arten die formenreichste, die bisher aus Europa bekannt geworden ist. Sie wird hinsichtlich der Artenzahl nur durch die unteroligozäne Fauna von Pipestone Springs, Montana/USA (Black 1965) mit fünf Genera (mit je einer Art) übertroffen.

Sie besitzt in ihrer Zusammensetzung einen ausgesprochenen Übergangscharakter mit Beziehungen sowohl zum Ober-Oligozän wie zum Burdigal: *Rhodanomys schlosseri* ist aus dem Ober-Oligozän und Unter-Aquitan bekannt; die Weißenburger *Pseudotheridomys*-Population weist noch durchaus altertümliche Züge auf im Vergleich zu der oberaquitanen Fundstelle von Haslach; *Apeomys* schließlich konn-

te noch im tieferen Burdigal von Wintershof-West und Schnaitheim nachgewiesen werden.

Müller (1967, S. 9) hat nach seiner Bearbeitung der Dimyliden von Weißenburg 6 keine stratigraphische Einstufung der Fundstelle vornehmen können. Er bestimmte die ihm vorliegenden Reste als *Dimyloides stehlini*, der bis dahin nur aus dem Ober-Oligozän und Unter-Aquitan nachgewiesen war: dabei wurde die Variabilität der Weißenburger Stücke besonders hervorgehoben (Müller 1967, S. 20 f), welche nun bei *Pseudotheridomys* aff. *parvulus* ebenfalls beobachtet wurde.

Auch nach der Bearbeitung der Eomyiden kann eine sichere Angabe über das Alter der Fauna noch nicht gemacht werden. Abweichend von ersten Bestimmungen, die Ober-Aquitan oder unterstes Burdigal annehmen ließen, verstärkt sich aber auf Grund der Eomyiden die nach den Dimyliden bereits entstandene Vermutung, daß die Fauna wohl älter als die von Haslach und etwa in das mittlere Aquitan einzustufen ist. Weitere Aussagen müssen zurückgestellt werden, bis andere Faunenbestandteile aus der Spaltenfüllung genauer bearbeitet sind.

Schriftenverzeichnis

Black, C. C., 1965: Fossil Mammals from Montana. Pt. 2. Rodents from the Early Oligocene Pipestone Springs Local Fauna. — Ann. Carnegie Mus., **38** (1), 1—48, 6 Abb., Pittsburgh

Burke, J. J., 1934: New Duchesne River Rodents and a Preliminary Survey of the Adjidaumidae. — Ann. Carnegie Mus., **23**, 391—398, 4 Abb., Pittsburgh

Dehm, R., 1935, Über tertiäre Spaltenfüllungen im Fränkischen und Schwäbischen Jura. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., N. F. **29**, 1—86, 10 Abb., 5 Taf., München

Dehm, R., 1939: Über neue tertiäre Spaltenfüllungen im Fränkischen und Schwäbischen Jura. — N. Jb. Miner. etc., Abt. B, **1939** (4), 113—124, 4 Abb., Stuttgart

Dehm, R., 1950: Die Nagetiere aus dem Mittel-Miocän (Burdigalium) von Wintershof-West bei Eichstätt in Bayern. — N. Jb. Miner. etc., Abt. B, Abh. **91**, 321—428, 136 Abb., 6 Tab., Stuttgart

Dehm, R., 1961: Über neue tertiäre Spaltenfüllungen des süddeutschen Jura- und Muschelkalk-Gebietes. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **1**, 27—56, 5 Abb., 2 Taf., München

Depéret Ch. & Douxami, H., 1902: Les Vertébrés Oligocènes de Pyrimont-Challonges (Savoie). — Abh. Schweiz. Paläont. Ges., **29**, 1—91, 7 Abb., 6 Taf., Basel u. Genf

Fahlbusch, V., 1964: Die Cricetiden (Mamm.) der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., N. F. **118**, 1—136, 67 Abb., 7 Taf., München

Fahlbusch, V., 1966: Cricetidae (Rodentia, Mammalia) aus der mittelmiocänen Spaltenfüllung Erkertshofen bei Eichstätt. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **6**, 109—131, 6 Abb., 1 Taf., München

Hrubesch, K., 1957: Zahnstudien an tertiären Rodentia als Beitrag zu deren Stammesgeschichte. Über die Evolution der Melissiodontidae, eine Revision der Gattung *Melissiodon*. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., N. F. **83**, 1—101, 125 Abb., 5 Taf., München

Lavocat, R., 1951: Révision de la faune des mammifères oligocènes d'Auvergne et du Velay. — Sciences et Avenir, 153 S., 26 Taf., Paris

Müller, A., 1967: Die Geschichte der Familie Dimylidae (Insectivora, Mamm.) auf Grund der Funde aus tertiären Spaltenfüllungen Süddeutschlands. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., N. F. **129**, 1—93, 19 Abb., 42 Tab., 3 Taf., München

Schlosser, M., 1884: Die Nager des europäischen Tertiärs. — Palaeontographica, **31**, 1—143, 18 Abb., 8 Taf., Cassel

Schlosser, M., 1925—26: Die Säugetierfauna von Peublanc (Dép. Allier). — Soc. Sci. Natur. Croatica, **38—39** (Kramberger-Festband), 372—394, 3 Abb., 2 Taf., Zagreb

Shotwell, J. A., 1967: Late Tertiary Geomyoid Rodents of Oregon. — Bull. Mus. Natur. Hist. Univ. Oregon, **9**, 1—51, 28 Abb., Eugene/Oregon

Stehlin, H. G. & Schaub, S., 1951: Die Trigonodontie der simplicidentaten Nager. — Schweiz. Paläont. Abh., **67**, 1—385, 620 Abb., Basel

Thaler, L., 1966: Les rongeurs fossiles du Bas-Languedoc dans leur rapports avec l'histoire des faunes et la stratigraphie du Tertiaire d'Europe. — Mém. Mus. Nat. Hist. Natur., N. S., Sér. C, **17**, 1—295, 25 Abb., 15 Tab., 27 Taf., Paris

Viret, J., 1929: Les faunes de Mammifères de l'Oligocène supérieur de la Limagne Bourbonnaise. — Ann. Univ. Lyon, N. S. I., Sci. Méd., **47**, 1—327, 32 Abb., 32 Taf., Lyon

Wilson, R. W., 1960: Early Miocene Rodents and Insectivores from Northeastern Colorado. — Univ. Kansas Paleont. Contr., Vertebrata, **7**, 1—92, 131 Abb., Lawrence/Kansas

Tafel-Erläuterungen

Tafel 14

alle Figuren × 20

Fig. 1—2: *Pseudotheridomys parvulus* (Schlosser), Haslach b. Ulm
Fig. 1: li. p_4—m_1, Lectotypus, 1881 IX 79
Fig. 2: 1881 IX 526; a: re. m_1 (invers), b: re. m_2 (invers)
Fig. 3—28: *Pseudotheridomys* aff. *parvulus*, Weißenburg 6
Fig. 3: re. p_4 (invers), 1961 XII 277
Fig. 4: re. p_4 (invers), 1961 XII 276
Fig. 5: li. p_4, 1961 XII 275
Fig. 6: li. p_4, 1961 XII 333
Fig. 7: li. $m_{1/2}$, 1961 XII 283
Fig. 8: li. $m_{1/2}$, 1961 XII 281
Fig. 9: li. $m_{1/2}$, 1961 XII 280
Fig. 10: re. $m_{1/2}$ (invers), 1961 XII 290
Fig. 11: li. $m_{1/2}$, 1961 XII 285
Fig. 12: re. $m_{1/2}$ (invers), 1961 XII 295
Fig. 13: li. $m_{1/2}$, 1961 XII 334
Fig. 14: li. $m_{1/2}$, 1961 XII 335
Fig. 15: li. m_3, 1961 XII 297
Fig. 16: li. m_3, 1961 XII 298
Fig. 17: re. p^4 (invers), 1961 XII 308
Fig. 18: li. p^4, 1961 XII 309
Fig. 19: li. p^4, 1961 XII 306
Fig. 20: re. $m^{1/2}$ (invers), 1961 XII 325
Fig. 21: re. $m^{1/2}$ (invers), 1961 XII 322
Fig. 22: li. $m^{1/2}$, 1961 XII 314
Fig. 23: re. $m^{1/2}$ (invers), 1961 XII 324
Fig. 24: li. $m^{1/2}$, 1961 XII 315
Fig. 25: re. $m^{1/2}$ (invers), 1961 XII 337

Fig. 26: li. m^3, 1961 XII 331
Fig. 27: re. m^3 (invers), 1961 XII 332
Fig. 28: li. m^3, 1961 XII 330
Fig. 29—32: *Rhodanomys* aff. *schlosseri* (Dep. & Doux.), Weißenburg 6
Fig. 29: li. p_4, 1961 XII 338
Fig. 30: re. m_2 (invers), 1961 XII 341
Fig. 31: re. p^4 (invers), 1961 XII 342
Fig. 32: li. m^1, 1961 XII 343

Tafel 15

Apeomys tuerkheimae n. g. n. sp.

Fig. 1: × 4, alle anderen Fig.: × 20

Fig. 1: re. Unterkiefer mit J und p_4, Holotypus, Weißenburg 6, 1961 XII 194; a: von außen, b: von innen, c: von oben
Fig. 2: re. p_4 (invers), Weißenburg 6, 1961 XII 195
Fig. 3: li. p_4, Weißenburg 6, 1961 XII 187
Fig. 4: li. p_4, Weißenburg 6, 1961 XII 185
Fig. 5: li. d_4, Wintershof-West, 1937 II 19296
Fig. 6: re. $m_{1/2}$ (invers), Weißenburg 6, 1961 XII 223
Fig. 7: li. $m_{1/2}$, Weißenburg 6, 1961 XII 210
Fig. 8: li. $m_{1/2}$, Weißenburg 6, 1961 XII 212
Fig. 9: li. $m_{1/2}$, Weißenburg 6, 1961 XII 209
Fig. 10: li. $m_{1/2}$, Weißenburg 6, 1961 XII 211
Fig. 11: re. p_4 (invers), Wintershof-West, 1937 II 19486
Fig. 12: re. m_3 (invers), Weißenburg 6, 1961 XII 233
Fig. 13: li. p^4, Weißenburg 6, 1961 XII 307
Fig. 14: li. p^4, Weißenburg 6, 1961 XII 236
Fig. 15: re. $m^{1/2}$ (invers), Weißenburg 6, 1961 XII 252
Fig. 16: re. $m^{1/2}$ (invers), Weißenburg 6, 1961 XII 255
Fig. 17: li. $m^{1/2}$, Weißenburg 6, 1961 XII 242
Fig. 18: li. m^3, Weißenburg 6, 1961 XII 265
Fig. 19: li. m^3, Weißenburg 6, 1961 XII 269

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 8 | 247—251 | München, 15. 12. 1968

Probison dehmi n. g. n. sp. a Recent Find of an Upper Sivalik Bovid

by M. R. Sahni & E. Khan, Chandigarh/India[1])

Plate 16, Tab. 1

Zusammenfassung

Als *Probison dehmi* n. g. n. sp. wird ein Boviden-Schädel beschrieben. Er stammt von der Basis der Quranwala-Zone, eines Sandstein-Horizonts des unteren Tatrots, Upper Sivaliks (Fundpunkt: Masol, NO Chandigarh/Panjab).

Die Zuordnung zu einer neuen Gattung und Art erfolgt anhand vergleichend-morphologischer Untersuchungen und stratigraphischer Gesichtspunkte.

Zum Vergleich werden herangezogen die Gattungen: *Bison* Smith, *Leptobos* Rütimeyer, *Ovibos* Blainville, *Bootherium* Leidy, *Symbos* Osgood, *Liops* Gidley und die Arten: *Bison sivalensis* Lydekker, *Leptobos falconeri* Pilgrim, *Ovibos moschatus* Allen.

Der Schädel kommt dem des *Bison sivalensis* Lydekker am nächsten, unterscheidet sich aber in folgendem: Das Gehörn krümmt sich nach vorwärts-unten, bei *B. sivalensis* nach rückwärts-außen. Das Parietale ist länger, die Aufwölbung zwischen dem Gehörn geringer, das Occipitale breit, die Bulla tympanica kleiner.

Aufgrund seiner Beziehungen und Unterschiede zu *Bison sivalensis,* der aus dem wesentlich jüngeren Pinjaur, Upper Sivaliks, bekannt ist, sehen die Autoren in *Probison dehmi* einen möglichen Vorfahren des *Bison sivalensis* Lydekker.

Introduction

The Upper Sivalik sandstones are generally soft and contain calcareous concretions which after waethering are either left on the flat surface of the exposures or are transported to varying distances depending upon the prevailing slopes. The Upper Sivalik fossils are mostly found in such concretions. This skull was also lying on a gently sloping surface of a lower sandstone bed in the fossiliferous zone of the Tatrots.

[1]) Address of the authors: Professor Dr. M. R. Sahni & Dr. E. Khan, Dept. of Geology, Panjab University, Chandigarh/India.

Bovidae

Bovinae

Probison dehmi n. g. n. sp.

Derivatio nominis: in honour of Prof. Dr. R. Dehm, Munich.

Diagnosis: The skull is very similar to that of *Bison sivalensis* Lydekker but differs from the latter in possessing less reduced parietals, supraoccipital less deflected towards the occipital plane, the frontals being less arched between the horn-cores and smaller tympanic bullae.

Locality: 1/2 mile east of Masol village, 7 miles north-east of Chandigarh.

Horizon: Upper Sivaliks, Tatrot stage (basal bed of Quranwala zone); collected by Ehsanullah Khan.

Deposition: Dept. of Geology, Panjab University, Chandigarh/India Nr. B/7.

Description: The skull is well preserved except for the muzzle and the tip of the left horn-core. The right horn-core is missing.

Cranium. The length of the skull is nearly twice its width which falls at the orbits; it narrows down abruptly anterior to the orbits.

Orbits. The orbits are large and out of the profile of the face; cross-sections are approximately circular, the maximum diameter being 65 mm anterior-posteriorly.

Nasals. The nasals are long, slender and extend to the anterior of the orbits. The fronto-nasal suture is not clearly traceable.

Lachrymals. The lachrymals are narrow, without larmier, short and pointed to meet the nasals anteriorly.

Frontals. The frontals are long and broad; slightly arched posteriorly; swollen between the horn-cores, but not so prominent as in *Bison sivalensis* Lydekker. The supraorbital pits are situated behind the orbits and are duplicated; shallow and broad farrows run anteriorly from the pits. Prominent ethmoid vacuities are present.

Horn-cores. The horn-cores with prominent ribs are far apart, curve downward and forward, compressed anterior-posteriorly and have an oblong cross-section, the maximum diameter being nearly 1 1/2 that of the minimum; the left horn-core shows a slight posterior-anterior twist.

Parietals. The parietals are short and broad; form the upper surface of the brain case and slope towards the occiput; their length is 1/4th of the frontals. The fronto-parietal suture is as in *Bison;* the parieto-supraoccipital suture is slightly elevated; the temporal crests are prominent; the temporal fossae are shallow.

Squamosals. The squamosals are long, broad posteriorly and narrow anteriorly.

Occiput. The suproccipital is deflected towards the occipital plane; the occipital condyles are prominent with deep valleys between the condyles and processes; the occiput is semicircular. The basioccipital is flat; the prominent posterior tuberosities expand laterally and the anterior ones anterior-posteriorly; the keel is weak. The tympanic bullae are small.

Palates. The palates appear to extend to the second molars anteriorly and not too far behind the last molars as in *Bison sivalensis* LYDEKKER; they are not in contact with vomer.

Maxillae. The maxillae between the molar series are flat, broad posteriorly and narrow anteriorly; the inferior lateral sides are parallel to each other and the superior regions narrow upward to meet the nasals.

Teeth. The teeth are rugose; the molars are square or slightly broader than long; a small spur projects into fossettes of M^{2-3} and is absent in M^1; the median pillars are prominent and mesostyles are well developed. The buccal sides of the lobes are convex.

Remarks: The skull under review agrees more or less with that of *Bison sivalensis* LYDEKKER in the following characters: 1. Breadth of frontals between orbits greater than their length; 2. form of lachrymals (short, narrow and pointed anteriorly); 3. much reduction of parietals; 4. flatness of basioccipital; 5. small extention of palates behind molar series; 6. external auditory meatus opens forward; 7. horn-cores far apart with swelling between them; 8. tuberosities are prominant.

The skull differs from *Bison sivalensis* LYDEKKER in the following characters: 1. Horn-cores curve downward and forward, while they curve backward and outward in *Bison sivalensis;* 2. parietals are $^1/_4$th of frontals than $^1/_6$th; 3. swelling between horn-cores is not very prominent; 4. occipital is broad and shallow.

The skull agrees, more or less, with *Leptobos falconeri* PILGRIM in the following characters: 1. Deflection of supraoccipital towards occipital plane; 2. weak occipital vrest; 3. shallow temporal fossae; 4. broadness of temporal fossae at their posterior ends; 5. less reduced parietals.

The skull differs with *Leptobos falconeri* PILGRIM in the followings: 1. Swelling between horn-cores; 2. less extention of palates behind molar series; 3. flatness of basioccipital; 4. much reduction of parietals; 5. broadness of cranium.

The skull, more or less, agrees with *Ovibos moschatus* ALLEN (female) in the followings: 1. Horn-cores curve downward and forward; cranium in the anterior region is narrow; 3. orbits are much out of profile of the face; 4. palates are less produced behind the molars; 5. tympanic bullae are small.

The skull differs from *Ovibos moschatus* ALLEN (female) in the followings: 1. Buccal sides of lobes in the teeth are convex not nearly flat as in *Ovibos;* 2. parietals are less reduced; 3. supraoccipital not compelety deflected towards occipital plane; 4. lack of accessory occipital condyles; 5. pro-

minent tuberosities not weak as in *Ovibos;* 6. mustoids take prominent part in occiput not less as in *Ovibos.*

The skull d i f f e r s from *Bootherium* LEIDY in the followings: 1. Larger in size; 2. basioccipital and basisphenoid are not in the same plane with prominent tuberosities; 3. presence of deep valley between condyles and occipital processes; 4. presence of shallow temporal fossae; 5. lachrymal fossae not very distinct.

The skull d i f f e r s from *Symbos* OSGOOD and *Liops* GIDLEY in general form and in absence of roughness in the parietal region by exostosis.

Having the above comparative study in view, it is quite clear that greater similarities exist between the present specimen and *Bison sivalensis,* but the difference between their characters is a qualitative one and does not fall within the limit of the individual variations, therefore, the authors like to assign it a new genus and species, *Probison dehmi.* Moreover, it is also to be noted that the present specimen comes from an old horizon, the Tatrots, while *Bison sivalensis* has been reported from the Pinjaurs, therefore, it is justified to state that *Probison dehmi* may be the ancestor of *Bison sivalensis* LYDEKKER.

Tab. 1: Comparision of the skull of *Probison dehmi* n. g. n. sp. with other Bovidae

	Leptobos falconeri PILGRIM 1939 p. 308	*Bison sivalensis* LYDEKKER 1878 p. 125	*Ovibos moschatus* ♀ ALLEN 1912 p. 126	*Probison dehmi* n. g. n. sp. B/7
	mm	mm	mm	mm
Distance from fronto-nasal to fronto-parietal sutures	144	—	165	170
Distance from fronto-parietal suture to summit of occipital crest	94	—	60	70
Length of temporal fossae	146	130 (5.2")	155	160
Breadth of skull at orbits	223	238 (9.5")	200	226
Breadth of skull at mastoid	202	—	175	230
Height of occipital from base of condyles to summit of occipital crest	125	120 (4.8")	125	125
Width of face in front of orbits	161	—	140	142
Width of palates at M^3	76	84 (3.4")	66	83
Interval between ends of temporal fossae	50	? 100 (4.0")	70	90
Length of upper molar-premolar series	147	—	110	150

References

Ahrens, T. G., 1921: The present status of the European Bison or Wisent. — Jour. Mammal., **2**, p. 58, Baltimore

Allen, G. M., 1876: American bisons living and extinct. — Mem. Mus. Comp. Zool., **4**, pp. 1—246, Cambridge, Mass.

Allen, J. A., 1913: Ontogenetic and other variations in muskoxen, with a systematic review of the musk-oxen group, recent and extinct. — Amer. Mus. Nat. Hist. Mem., n. s., **1**, pp. 101—226, New York

Barbour, E. H. & SCHULTZ, C. B., 1932: The mounted skeleton of Bison occidentalis. — Bull. Neb. State Mus., vol. **1**, pp. 263—270, Lincoln

Chandler, Asa. C., 1916: A study of the skull and dentition of Bison antiquus Leidy, with special reference to material from the Pacific coast. — Univ. Cal. Publ. Bull. Dept. Geol., **9**, pp. 121—135, Berkeley & Los Angeles

Clark, T. H., 1927: A fossil bison skull from the Yukon Territory. — Canad. Field Nat., **41**, 3, Ottawa

Frick, C., 1937: Horned ruminants of North America. — Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., **69**, pp. 567—593, New York

Hay, O. P., 1913: The extinct bisons of North America. — Proc. U. S. Nat. Mus., **46**, pp. 161—200. Washington

Lydekker, R., 1878: Crania of ruminants from the Indian Tertiaries. — Mem. Geol. Surv. Ind., ser. 10, **1**, Calcutta

Pilgrim, G. E., 1939: The fossil Bovidae of India. — Mem. Geol. Surv. Ind., n. s., **26**, pp. 1—327, Calcutta

Sahni, M. R. & Khan, E., 1959: Stratigraphy, structure and correlation of the Upper Shivaliks east of Chandigarh. — Jour. Pal. Soc. Ind., **4**, pp. 61—72, Calcutta

Skinner, M. F. & Kaisen, O. C., 1947: The fossil bison of Alaska and preliminary revision of the genus. — Bull. Amer. Nat. Hist., **89**, pp. 127—256, New York

Teilhard de Chardin, P. & Pierre, L., 1942: Chinese fossil mammals. — Inst. de Geo-Biologie, Peking, **8**, pp. 1—143, Peking

Teilhard de Chardin, P. & Trassaert, M., 1936: Cavicornia of south-eastern Shansi. — Pal. Sinica, n. s. C, **6**, pp. 1—106, Peking

Plate 16

Probison dehmi n. g. n. sp.

1—4 views of the skull:

1. occipital view
2. dorsal view
3. palatal view
4. lateral view
5. upper dentition p^2—m^3, crown view

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 8 253—262 München, 15. 12. 1968

Zur Nomenklatur obertriadischer Kalkalgen, besonders der Gattungen Heteroporella Praturlon und Poikiloporella Pia (Dasycladaceae)

Von Ernst Ott, München[1])

Mit 2 Abbildungen im Text

Zusammenfassung

Die Algen-Gattung *Heteroporella* Prat. wird neu definiert. Das Genus *Chinianella* Ott ist einzuziehen zugunsten von *Heteroporella* Prat. emend. Ott 1968. Aus der Obertrias der Nördlichen Kalkalpen und der Westkarpaten sind bisher zwei Arten von *Heteroporella* bekannt: *H. crosi* (Ott) 1967 und *H. zankli* (Ott) 1967 (= *H. carpatica* Byst. 1968). — *Diplopora muranica* Byst. 1968 ist identisch mit *Diplopora tubispora* Ott 1967. — Das Genus *Andrusoporella* Byst. fällt unter die Synonymie von *Poikiloporella* Pia.

Summary

The algal genus *Heteroporella* Prat. is defined on new aspects, including now the genus *Chinianella* Ott. Two species of *Heteroporella* were found in Upper Triassic limestones of the Northern Alps and Western Carpathian Mountains: *H. crosi* (Ott) and *H. zankli* (Ott) 1967 (= *H. carpatica* Byst. 1968). — *Diplopora muranica* Byst. 1968 is identical with *Diplopora tubispora* Ott 1967. — *Andrusoporella* Byst. 1962 is the same as *Poikiloporella* Pia 1943.

Vorwort

Aus der alpinen Mitteltrias ist seit langem eine Fülle von Dasycladaceen-Arten bekannt. Schlecht stand es bisher dagegen mit Funden dieser Algengruppe aus der Obertrias. Nachdem sich jahrzehntelang niemand mit obertriadischen Kalkalgen näher befaßt hatte, erschienen nun kürzlich innerhalb weniger Wochen darüber zwei Arbeiten (Ott, Bystrický). Dabei kam es zu Überschneidungen in der Benennung identischer Arten; über dies wurde die Nomenklatur noch von Untersuchungen anderer Autoren berührt, die zwar nicht obertriadische Arten zum Gegenstand hatten, aber doch Gattungen, die auch in der Obertrias vorkommen.

Im folgenden ist der Versuch unternommen, die dabei entstandene Verwirrung zu entflechten. Der Verfasser will gleich eingangs betonen, daß ihm nicht an der bloßen Herausstellung von Prioritäten gelegen ist, sondern allein an der Stabilisierung der Nomenklatur, damit ein geregeltes Weiterarbeiten gewährleistet ist.

[1]) Dr. Ernst Ott, Institut für Geologie der Techn. Hochschule München, 8 München 2, Arcisstraße 21.

I. Zur Gattung *Heteroporella* Praturlon

a) Prioritäts- und Nomenklaturfragen

1966 fanden Cros & Lemoine in rätoliassischen Kalken der Sennesalpe in Südtirol eine Wirtelalge, die nach ihrem Habitus in die Nähe von *Cylindroporella* Johnson zu stellen war. Die neue Form besaß aber Sekundär-Äste an den Sporangien, worin Cros & Lemoine ein Merkmal einer neuen Gattung erblickten. Sie schlugen dafür den Namen *Heteroporella* vor. Da sie nur drei Anschnitte zur Verfügung hatten, wollten sie darauf keine Artbeschreibung gründen und verzichteten auf die Benennung einer Typ-Spezies. Damit war der Name *Heteroporella* ungültig.

Inzwischen wurden weitere Funde derartiger Dasycladaceen gemacht und mehr oder weniger gleichzeitig waren drei Autoren damit befaßt, das fragliche Genus neu zu typisieren. Praturlon behielt den ursprünglichen Namen bei und definierte eine *Heteroporella lepina* als nomenklatorischen Typus. Bystrický machte eine *Heteroporella carpatica* zur Typ-Spezies. Ott verwarf den ursprünglichen Namen und wählte als neuen Gattungsnamen *Chinianella.*

Zur Entwirrung dieser Situation mußten zunächst die Prioritäts-Verhältnisse der drei in Frage stehenden Publikationen geklärt werden, da die aufgedruckten Jahrgänge der Zeitschriften in zwei Fällen offensichtlich nicht mit dem tatsächlichen Erscheinungstermin übereinstimmten. Des weiteren erhob sich die Frage, ob der Name *Heteroporella,* einmal ungültig publiziert, überhaupt wiederverwendet werden durfte. Für die Mithilfe durch briefliche Auskünfte danke ich den Herren Dr. J. Bystrický (Bratislava), Dr. A. Praturlon (Rom) und dem Sekretär des Herausgeber-Ausschusses des International Code of Botanical Nomenclature, Dr. F. Stafleu (Utrecht).

Die Erkundigung ergab, daß die betreffenden Publikationen in folgender Reihenfolge zu ordnen sind:

Praturlon, A.: *Heteroporella lepina,* new dasyclad species from Upper Cenomanian — Lower Turonian of Central Apennines. — Boll. Soc. Paleont. Italiana, **5**, Nr. 2 (1966), 202—205, Modena. Erschienen Nov. 1967.

Ott, E.: Dasycladaceen (Kalkalgen) aus der nordalpinen Obertrias. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 7, 205—226, München 1967. Erschienen Dez. 1967.

Bystrický, J.: Die obertriadischen Dasycladazeen der Westkarpaten. — Geol. Sbornik, 18, H. 2 (1967), 285—309, Bratislava. Erschienen April 1968.

Das tatsächliche Erscheinungsdatum des Boll. Soc. Paleont. Italiana, Vol. 5, Nr. 2 ist zwar nicht der Titelseite oder der Zitierleiste zu entnehmen, es steht aber vor der letzten Umschlagseite der Sonderdrucke. — Das Heft 7 der Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. ist termingemäß noch im Dezember 1967 ausgeliefert worden. — Das Heft 2 des Geol. Sbornik, Band 18 ist entgegen dem Aufdruck „November 1967" erst im Frühjahr 1968 an die Öffentlichkeit gelangt. Dr. J. Bystrický, der mit der Redaktion dieses Heftes betraut war, will hier dennoch die Priorität beanspruchen. Mit Brief vom 15. 5. 1968 bestätigt er die verspätete Auslieferung, führt sie indessen auf einen druckerei-technischen Fehler zurück, der einen nochmaligen Druck des gesamten Heftes notwendig machte, für

den ihn als Autor aber keinerlei Schuld treffe. Wie bedauerlich derartige Pannen auch immer sein mögen, die Nomenklaturregeln können darauf keine Rücksicht nehmen. Für sie gibt es keine moralische Priorität, sondern nur eine tatsächliche. Nach Artikel 29 und 30 des Code sind hier keineswegs die Voraussetzungen für eine Publikation unter dem Datum des November 1967 gegeben. Entscheidend ist nicht der Druck an sich, sondern der Zeitpunkt, mit dem die Schrift allgemein zugänglich wird. Als frühestes Datum kann in diesem Falle die Ausgabe der Sonderdrucke gelten, hier April 1968.

Hinsichtlich des Namens *Heteroporella* war Ott (1967, S. 217) der Meinung, daß dieser Name nicht wiederverwendet werden dürfe. Er brachte den Artikel 72 des Code in Anwendung, der besagt, daß anstelle eines illegitimen Namens der älteste verfügbare in Kraft tritt und, falls kein solcher existiert, ein neuer gewählt werden muß. Nach Auskunft der International Association for Plant Taxonomy gilt Artikel 72 aber nur für solche Namen, die ursprünglich formal gültig publiziert wurden. *Heteroporella* war jedoch durch Cros & Lemoine von vornherein ungültig publiziert worden, so daß dieser Name bislang für den Code überhaupt nicht existierte. Deshalb kann er ohne weiteres ein zweitesmal in Anwendung kommen, er geht selbstverständlich auf den neuen Autor über. Die Gattung heißt also nun *Heteroporella* Praturlon mit der Typ-Spezies *H. lepina*.

b) Begründung einer Neufassung der Gattung

Praturlon gab folgende Gattungsdiagnose von *Heteroporella* (1967, S. 202):

Dasycladaceae having fertile and sterile branches in alternating whorls; sterile branches simple and slender, fertile ones highly inflated and distally ramified, last feature differentiating the genus from *Cylindroporella* Johnson.

Das entscheidende Merkmal zur Abtrennung von *Cylindroporella* sieht Praturlon demnach in den Sekundär-Ästen an den Sporangien. Das Auftreten alternierender Wirtel bei *H. lepina* wird gleichfalls erwähnt, aber nicht weiter als trennendes Merkmal gegenüber *Cylindroporella* hervorgehoben.

Hingegen hatte Ott in seiner Begründung der Gattung *Chinianella* (1967, S. 215) besonderen Wert darauf gelegt, daß die Sporangien und die sterilen Äste jeweils für sich allein einen Wirtel bilden, daß es also zwei verschiedene Wirteltypen gibt. Nach der Diagnose, die Johnson (1954, S. 788) von *Cylindroporella* gibt, alternieren aber dort die sterilen Äste und Sporangien innerhalb des gleichen Wirtels, so daß es dort also nur einen einzigen Wirteltyp gibt (vgl. die Textabb. 1). — Nun waren aber dazumal schon drei Arten unter *Cylindroporella* beschrieben worden, — *C. ellenbergeri* Lebouché & Lemoine 1963, *C. anici* Nikler & Sokač 1965, *Cylindroporella* sp. Derin & Reiss 1966 — die alle entgegen der Diagnose die Sporangien und die sterilen Äste in getrennten Wirteln zeigten. Diese Formen nahm Ott aus der Gattung *Cylindroporella* heraus und schuf dafür die neue Gattung *Chinianella*, wohin er auch noch zwei neue Arten aus der nordalpinen Obertrias stellte. Dabei hat er auf den Besitz von Sekundär-Ästen an den Sporangien nur art-trennenden Wert gelegt, so daß in seiner Gattung Formen mit beästeten und mit geschlossenen Sporangien unter-

gebracht sind. Somit könnte die Gattung *Chinianella* nicht mit allen Arten insgesamt in die Synonymie von *Heteroporella* im Sinne PRATURLONS eingehen.

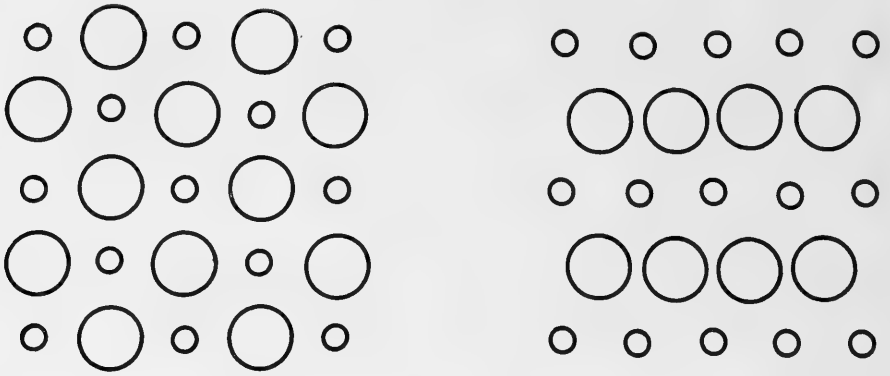


Abb. 1: Anordnung der sterilen Äste und Sporangien (große Kreise) bei den Gattungen *Cylindroporella* JOHNSON (links) und *Heteroporella* PRAT. emend. OTT (rechts). Tangentiale Aufsicht, schematisch.

Es gibt nun drei Möglichkeiten:

1. Man bewertet die Merkmale „Sporangien geschlossen oder mit Sekundär-Ästen" und „Äste in getrennten Wirteln oder in gemeinsamen" auf gleicher Ebene, hier auf Gattungs-Ebene. Dann ergeben sich vier Kombinationen, die aus folgender Tabelle ersichtlich sind:

	Getrennte Wirtel	Gemeinsame Wirtel	Beästete Sporangien	Geschlossene Sporangien
Heteroporella	+	—	+	—
Chinianella	+	—	—	+
Cylindroporella	—	+	—	+
Neues Genus	—	+	+	—

Neben den Gattungen *Heteroporella* und *Cylindroporella* bliebe dabei die Gattung *Chinianella* bestehen. Verwirklicht wäre sie im bisherigen nomenklatorischen Typus *Ch. ellenbergeri,* der (anscheinend) geschlossene Sporangien besitzt. Daneben wäre über kurz oder lang eine neue Gattung zu erwarten, denn eine „*Cylindroporella*" mit Sekundär-Ästen an den Sporangien läßt sich sicher noch finden.

2. Man bewertet nur das Merkmal „Sporangien geschlossen oder mit Sekundär-Ästen" auf Gattungs-Ebene. Das wäre die ursprüngliche Ansicht von CROS & LEMOINE, die auch PRATURLON 1967 übernommen hatte.

Zu 1. und 2.: Der entscheidende Nachteil bei diesen beiden genannten Möglichkeiten liegt darin, daß man bei einigen Arten überhaupt nicht erkennen kann,

ob die Sporangien Sekundär-Äste tragen oder nicht, weil nämlich die Sporangien gegen außen zu nicht verkalkt sind. Dies ist zum Beispiel der Fall bei den Arten *Cylindroporella sugdeni* Elliott, *C. arabica* Elliott und *Heteroporella anici* Nikler & Sokač. Hierbei wird in den Beschreibungen von den Sporangien als „spheroidal chambers" gesprochen, ob sie außen Äste hatten, weiß man nicht. An solchen Formen versagt das jetzige Gattungskriterium. Außerdem ist ja bei rezenten Dasycladaceen die Regel, daß Assimilationshaare oder Sekundär-Äste im Laufe der Ontogenie abgeworfen werden. Bei fossilen ist dies nicht anders gewesen, wie zahlreiche Beispiele zeigen. Johnson schreibt gerade von *Cylindroporella barnesii* (1954, S. 788), daß an den höheren Thallus-Abschnitten unter Umständen noch keine Sporangien sitzen, sondern nur sterile Äste. Die Sporangien müssen natürlich dann durch Umformung der sterilen Äste entstehen. Die sterilen Äste sind aber verzweigt, sie bestehen aus einem Basalglied mit vier sekundären Ästchen. Wo bleiben dann die sekundären Äste, wenn sich durch Abkugelung des Basalgliedes ein Sporangium bildet? Sie werden abgeworfen. Aber zwischenzeitlich müssen die Sporangien so ausgesehen haben, daß man ihretwegen eine bestimmte Wirtelregion dieser *Cylindroporella*-Art vorübergehend zu *Heteroporella* stellen müßte, wollte man die jetzigen Kriterien der Gattungstrennung stur anwenden. (Die Entstehung der Sporangien von *Heteroporella* an der Scheitelregion wurde durch Ott 1967, S. 220 geschildert).

3. Aus diesem Grunde erscheint es weit sinnvoller, das Merkmal „Sporangien und sterile Äste in getrennten Wirteln oder im gleichen" als einziges Gattungsmerkmal zur Trennung von *Heteroporella* und *Cylindroporella* zu verwenden, und nicht den Besitz oder das Fehlen von Sekundär-Ästen an den Sporangien. Dies ist inzwischen auch die Meinung von Praturlon, die er dem Verfasser mit Brief vom 9. 7. 1968 freundlicherweise mitgeteilt hat. Praturlon hat selbst einen ganz ähnlich gelagerten Fall bei der Trennung von *Triploporella marsicana* Prat. und *Neomacroporella cretacica* Cresc. zitiert, wo es ebenfalls um das Abwerfen von Sekundär-Ästen an Sporangien geht (vgl. Praturlon 1966, S. 179). Erwähnt sei in diesem Zusammenhang noch, daß auch der Autor von *Cylindroporella*, J. H. Johnson, die Abtrennung einer eigenen Gattung (jetzt *Heteroporella)* aufgrund der andersgearteten Wirtelstellung begrüßt hatte (Brief vom 22. 4. 1968). Die Gattung *Heteroporella* ist demnach wie folgt neu zu fassen:

Heteroporella Praturlon 1967, emend. Ott 1968

Dasycladaceen mit einer Wechselfolge von sterilen Astwirteln und fertilen Sporangien-Wirteln. Zum Unterschied von *Cylindroporella* Johnson, wo sterile Äste und Sporangien innerhalb des gleichen Wirtels alternieren, gibt es bei *Heteroporella* zwei selbständige Wirtel, einheitlich sterile und einheitlich fertile. Die Sporangien sind aus den proximalen Astabschnitten entstanden. Das Persistieren von sekundären Ästen und deren Gestalt und Anordnung sollen nur arttrennenden Charakter haben. — Typ der Gattung: *H. lepina* Praturlon 1967.

Heteroporella lepina zeigt eine Sonderentwicklung gegenüber den anderen bekannten Arten darin, daß ihre sterilen Äste phloiophor gestaltet sind. Bei dem großen zeitlichen Abstand (Oberkreide) zu den obertriadischen und liassischen Arten ist eine Beziehung schwer herzustellen. Eine Konvergenz aus einer anderen Entwicklungsreihe ist nicht ausgeschlossen (vgl. auch die Meinung von Lemoine & Cros hierzu in Praturlon 1967, S. 203). — Zu *Heteroporella* gehören fernerhin die bei Ott 1967, S. 217 unter *Chinianella* aufgeführten Arten.

c) Die obertriadischen Arten

Hier kann es zu Überschneidungen mit den von Bystrický aus der Obertrias der Westkarpaten und den von Ott aus der Obertrias der Nördlichen Kalkalpen beschriebenen Funden, die im folgenden klargestellt werden sollen:

Heteroporella crosi (Ott)

Heteroporella sp. ind. — Cros & Lemoine 1966, 168, Taf. 2, Fig. 2;
* *Chinianella crosi.* — Ott 1967, 217, Taf. 13, Fig. 13, Fig. 1; Abb. 3, Nr. 1—6;
Heteroporella sp. ind. — Bystrický 1968, 304, Taf. 16, Fig. 1—3, Taf. 17, Fig. 1—2.

Ott hat in rätoliassischen Riffkalkblöcken aus dem Kaisergebirge (Tirol) die gleiche Form gefunden, wie seinerzeit Cros & Lemoine in der Sennesalpe. Sie wurde nach dem Entdecker P. Cros benannt. Auch Bystrický ist der Meinung, daß die von ihm gefundenen Exemplare mit dem von Cros & Lemoine abgebildeten übereinstimmen.

Heteroporella zankli (Ott)

* *Chinianella zankli,* Ott 1967, 219, Taf. 13, Fig. 2—3, Abb. 5, 1—14;
Heteroporella carpatica, Bystrický 1968, 302, Taf. 15, Fig. 1—5, Taf. 16, Fig. 4.

Hierüber sind Bystrický und der Verfasser nicht einer Meinung. Bystrický führt in einem Brief vom 15. 5. 1968 als Unterschied der beiden Arten die Stellung der sterilen Äste an und verweist auf seine Beschreibung: „Aus den uns gegenwärtig zur Verfügung stehenden Schnitten wurde nicht festgestellt, daß die sterilen Ästchen selbständige Wirtel zwischen den Sporangien bilden würden; ihre Verteilung weist eher darauf hin, daß sie die Sporangien von allen Seiten umgeben und sie manchmal auch berühren." (S. 304). Dem Verfasser erscheint es hingegen äußerst unwahrscheinlich und mit unserer bisherigen Kenntnis fossiler Dasycladaceen unvereinbar, daß einerseits die fertilen Äste (Sporangien) in Wirteln stehen, andererseits aber die sterilen Äste nicht in Wirteln stehen sollten. Wie Bystrický selbst schreibt, ist die Insertion der sterilen Äste infolge mangelnder Verkalkung nicht leicht festzustellen. — Ein Vergleich der von beiden Autoren gelieferten Photographien und Zeichnungen, die Übereinstimmung in den Abmessungen und das gleiche geologische Alter (Nor) veranlassen den Verfasser, diese Formen bis auf weiteres als eine einzige Art zu betrachten.

II. *Diplopora tubispora* Ott

* *Diplopora tubispora,* Ott 1967, 213, Taf. 12, Fig. 4—6;
Diplopora muranica, Bystrický 1968, 300, Taf. 17, Fig. 3—8, Taf. 18, Fig. 1—8.

Ein Vergleich der von Ott als *Diplopora tubispora* und der von Bystrický als *Diplopora muranica* beschriebenen endosporen Dasycladaceen aus der Obertrias ergibt ganz klar, daß hierbei dieselbe Art unter verschiedenen Namen publiziert wurde. Auch Bystrický ist dieser Ansicht. Infolge der auf Seite 255 geschilderten Prioritätslage ist der Name *Diplopora muranica* einzuziehen.

III. Zur Gattung *Poikiloporella* Pia

Die Spezies *Poikiloporella duplicata* (Pia) zeichnet sich durch verschiedenartige Porenformen aus, die unterschiedlichen Reife- oder auch Erhaltungsstadien entsprechen. Der morphologische Umfang dieser Spezies wurde durch Ott (1963, S. 31 ff., Abb. 30—43) und neuerlich durch Holzer (1967, S. 73 ff., Taf. 1, Fig. 3—7) eingehend dargestellt. Drei dieser Erhaltungsformen sind hierin in Abb. 2 abgebildet. Es sind dies nur Idealfälle, wo alle Poren in einem Anschnitt gleich aussehen. In Wirklichkeit finden sich häufig offene und geschlossene Poren am gleichen Schnitt durcheinander, ebenso alle Übergangsstadien von flaschenförmigen zu spielkegelförmigen und zu hantelförmigen Poren. Angesichts dessen und der Tatsache, daß diese verschiedenen Erhaltungsweisen alle in ein und demselben Schliff vorkommen, erscheint es selbstverständlich, diese Schnittbilder alle einer einzigen Pflanze zuzuordnen.

Obwohl auch bei Bystrický alle diese Formen einer Population in den gleichen Schliffen angehören, — (vgl. die Schliffnummern, die er in seiner Arbeit

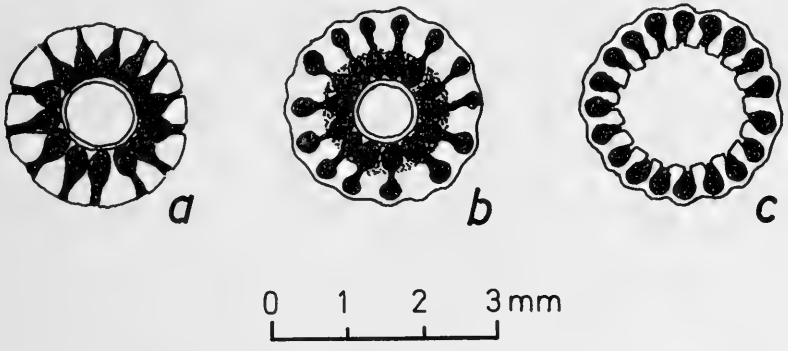


Abb. 2: Drei Querschnitts-Bilder von *Poikiloporella duplicata* (Pia).
a = Form mit flaschenförmigen, phloiophoren Ästen.
b = Form mit distalen Endblasen; die basalen Blasen stehen so dicht genähert, daß zwischen ihnen nur spärlicher Kalkabsatz erfolgte.
c = Ring aus verkalkten Endblasen; die basalen Porenteile und das Innenskelett von b sind nicht erhalten, daher erscheint der Schnitt wie eine *Gyroporella.*
(Aus Ott 1967 a, Abb. 9)

1964 auf den S. 100—108 in Meßtabellen angibt) — verteilt dieser Autor die verschiedenen Schnittbilder auf drei Gattungen. Und zwar hieße nach Bystrický die Form a in Abb. 2 hierin *Poikiloporella duplicata,* für Form b hat er ein neues Genus *Andrusoporella* aufgestellt mit der Spezies *A. fusani,* Form c wäre *Gyroporella ladinica* Byst. oder auch *Gyroporella* cf. *ampleforata* (vgl. Bystrický 1964, S. 100—108, Taf. 7—9). Dagegen ließe sich nun gar nicht einmal etwas einwenden, wenn Bystrický ausdrücklich betonen würde, daß es sich bei diesen Benennungen um künstliche Formarten handelt, die verschiedenen Erhaltungsstadien ein und derselben biologischen Art entsprechen und die lediglich nach den Regeln der binären Nomenklatur nach Genus und Spezies eigens bezeichnet werden. Allerdings war in der Systematik der fossilen Dasycladaceen — im Gegensatz zu anderen Zweigen der Paläobotanik — ein solches Vorgehen bisher nicht üblich. Auch Pia hat im Falle der *Diplopora annulata* seine frühere Gattung *Kantia* wieder eingezogen, als ihm klar wurde, daß hierbei verschiedene Stadien ein und derselben Art vorliegen (1920, S. 77). Die Systematik der fossilen Dasycladaceen wurde noch nie als bloße künstliche Gruppierung verstanden, sondern immer im Sinne eines natürlichen Systems gehandhabt, mit dem sich auch Phylogenie treiben läßt. Und anscheinend will ja auch Bystrický glauben machen, daß im oben erwähnten Falle tatsächlich drei biologische Arten vorliegen, die zudem noch drei getrennten Gattungen angehören. Wenn aber hier jede morphologische Abweichung als willkommener Anlaß dient, um eine neue Art aufzustellen, und dabei die biologische Betrachtungsweise in den Hintergrund gedrängt wird, dann wird das System unnötig mit Namen belastet, das Studium phylogenetischer Zusammenhänge erschwert und auch der Stratigraphie wird nicht weitergeholfen.

Daß *Andrusoporella fusani* Byst. in die Synonymie von *Poikiloporella duplicata* (Pia) fällt, wurde kürzlich durch Holzer (1967) überzeugend dargelegt, so daß sich weitere Ausführungen hierzu erübrigen. Holzer hat dabei Material von den Typlokalitäten zu Pia und Bystrický nachgeprüft. (Leider ist aus dem Titel seiner Arbeit nicht zu entnehmen, daß dreiviertel des Umfanges der Frage *Poikiloporella — Andrusoporella* gewidmet sind.) Der Verfasser ist der gleichen Meinung wie Holzer, er will lediglich dessen Synonymie-Liste von *Poikiloporella duplicata* noch vermehren durch die Arten *Gyroporella ladinica* Byst. (1962, Taf. 3, Fig. 4; 1964, Taf. 7, Fig. 1—2) und *Gyroporella* cf. *ampleforata* Gümb. Bystrický 1964, Taf. 7, Fig. 3—4).

In seiner letzten Arbeit 1968 hat Bystrický eine zweite Art seiner Gattung *Andrusoporella* aufgestellt, *A. brezovica.* Sie kommt mit *A. fusani* zusammen vor und ist vielleicht auch nur ein Erhaltungsstadium der letzteren. Zum Unterschied von *A. fusani* soll *A. brezovica* phloiophore Äste haben. In der Diagnose heißt es (S. 293): „Die distalen Enden der Wirteläste vom Phloiophortypus sind durch die kalkige Schale nicht bedeckt." Nun hat aber doch dieser Autor eben aufgrund solcher phloiophorer Äste schon einmal die Gattung *Poikiloporella* von seiner *Andrusoporella* abtrennen wollen (vgl. 1964, S. 186): „Die Exemplare,

die wir als *Poikiloporella duplicata* identifizieren können, besitzen eine der Art *Andrusoporella fusani* sehr ähnliche Schale. . . . Die distalen Teile der Poren sind jedoch nicht mit der Schale bedeckt, wie es dem im Falle der *Andrusoporella fusani* ist, sondern offen und entsprechen dem phloiophoren Typus." Offensichtlich widerspricht sich hier BYSTRICKÝ selbst; er hätte in diesem Falle die *A. brezovica* gleich als *Poikiloporella*-Art beschreiben müssen.

Poikiloporella duplicata ist im obersten Wettersteinkalk der Nördlichen Kalkalpen die wichtigste Leitform. Durch die Funde von BYSTRICKÝ ist nunmehr endgültig klargestellt, daß die Spezies auch ins untere Karn hinaufreicht (Funde von *Styrites* cf. *tropitiformis* MOJS. und *Megaphyllites jarbas* MÜNST. in eingeschalteten Linsen anderer Fazies). Ein Vorkommen im Karn war vom Verfasser anhand von Funden in Fossilschuttkalken der Raibler Schichten bereits vermutet worden (OTT 1967 a, S. 80).

Nachträglich erhielt der Verf. durch seinen Institutskollegen H. BÖGEL Kenntnis und Material von einem wichtigen Diploporen-Vorkommen am Müllnerberg bei Bad Reichenhall. Dort treten in einem sog. „oberen Ramsaudolomit" ca. 200 m über den Cardita-Schichten reichlich Diploporen auf. Erstmals berichtete darüber H. KRAUSS in: Geologische Aufnahme des Gebietes zwischen Reichenhall und Melleck — Geogn. Jh. 26, 105—154, München 1913. — Laut Fußnote auf S. 113 hat seinerzeit J. PIA davon Material untersucht, war jedoch zu keinem abschließenden Resultat gelangt.

Eine Überprüfung ergab, daß hier *Poikiloporella duplicata* vorliegt. Daneben kommt eine *Clypeina*-Art vor, die sehr an *Cl. besici* PANTIĆ aus dem Karn der Dinariden erinnert und die nach neueren Beobachtungen von HOLZER (1967) und auch des Verf. (unveröff.) im Cordevol der Nördlichen Kalkalpen auftritt, stets zusammen mit *Poikiloporella duplicata*. —

Wenn hier im oberen, karbonatisch entwickelten Abschnitt der Raibler Schichten die gleichen Algen gefunden werden wie anderswo im obersten Wettersteinkalk, so kann dies zweierlei bedeuten: Entweder sind die Vorkommen altersgleich und die algenfeindlichen Basishorizonte der Raibler Schichten sind nicht gleichzeitig geschüttet oder aber die Schüttung hat nicht überall stattgefunden, so daß die Algen irgendwo ins höhere Karn hinein überdauern konnten. Für die Gleichzeitigkeit der Schüttung spricht die Fauna, z. B. wird *Carnites floridus* (WULFEN) sowohl am Müllnerberg wie im Karwendel erwähnt. Somit bleibt nur ein Überlebensraum mit anhaltend karbonatischer Flachwasser-Sedimentation. Hinweise dafür gibt es, z. B. im Westteil der Reiteralm, wo nach GILLITZER (1912, Geogn. Jh. 25, S. 176) die Raibler Schichten ganz in dolomitischer Fazies ausgebildet sind.

Während hier also ein karnischer Dolomit die gleichen Algen enthält wie der oberste Wettersteinkalk, — trotz einer zwischenzeitlich erfolgten Faziesänderung —, ist andererseits innerhalb des Wettersteinkalkes — bei offenbar gleichbleibender Fazies (!) — ein deutlicher Florenschnitt zu beobachten: *Diplopora annulata* bleibt auf den unteren und mittleren Wettersteinkalk beschränkt, im oberen kommt sie nicht mehr vor, dagegen tritt dort plötzlich *Poikiloporella duplicata* neu auf. Es ist demnach auch von der Kalkalgen-Chronologie her zweckmäßig, die Grenze Ladin/Karn in den Wettersteinkalk selbst zu verlegen und die Liegendgrenze des Karn mit dem Aufscheinen von *Poikiloporella duplicata* zu ziehen, also das Cordevol wieder zur karnischen Stufe zu stellen (vgl. bes. JACOBSHAGEN, N. Jb. Geol. Pal., Mh. 1961, 477 ff.).

Bystrický, J., 1962: Nové Dasycladaceae triasu Slovenského krasu. — Geol. Sbornik, **13**, (2), 227—240, Taf. 3—4, Bratislava

Bystrický, J., 1964: Stratigraphie und Dasycladaceen des Gebirges Slovensky kras. — Ústredny ustav geol., 204 S., 38 Taf., Bratislava

Bystrický, J., 1968: Die obertriadischen Dasycladaceen der Westkarpaten. — Geol. Sbornik, **18**, (2), Jahrg. 1967, 285—309, Taf. 1—18, Bratislava

Code s. Lanjouw

Cros, P. & M. Lemoine, 1966: Dasycladacées nouvelles ou peu connues du Lias inférieur des Dolomites et de quelques autres région méditerranéennes. — 1. Teil: Rev. Micropaléont., **9**, (3), 156—168, Taf. 1—2, 1966. — 2. Teil: Rev. Micropaléont., **9**, (4), 246—257, Taf. 1—2, 1967, Paris

Derin, B. & Z. Reiss, 1966: Jurassic Microfacies of Israel. — Israel Inst. Petrol. Spec. Publ., 43 S., 320 Schliff-Abb., Tel-Aviv

Elliott, G. F., 1957: New calcareous algae from the Arabian Peninsula. — Micropaleontology, **3**, (3), 227—230, 1 Taf., New York

Holzer, H. L., 1967: Nachweis von *Clypeina* Michelin im Cordevol der Nördlichen Kalkalpen. — Sber. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturw. Abt. I, **176**, 71—80, Taf. 1, Wien

Johnson, J. H., 1954: Cretaceous Dasycladaceae from Gillespie County, Texas. — Journ. Paleont., **28**, 787—790, Taf. 93, Tulsa

Lanjouw, J. et al., 1966: International Code of Botanical Nomenclature. (Angenommen v. 10. Int. Bot. Kongr. in Edinburgh 1964.) — Utrecht

Lebouché, M. C. & M. Lemoine, 1963: Dasycladacées nouvelles du Lias calcaire (Lotharingien) du Languedoc méditerranéen. — Rev. Micropaléont., **6**, (2), 89—101, Taf. 1 bis 3, Paris

Nikler, L. & B. Sokač, 1965: *Cylindroporella anici* n. sp. New Dasycladacea from the Malm of Velebit. — Cons. Acad. RSF Yougosl., Bull. sci., Sect. A, **10**, (4), 106—107, Fig. 1—4, Zagreb

Ott, E., 1963: Untersuchungen an ladinischen Dasycladaceen aus den Nördlichen Kalkalpen. — 43 S., 47 Abb., Diss. (Fotodruck), Tübingen

Ott, E., 1967: Dasycladaceen (Kalkalgen) aus der nordalpinen Obertrias. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **7**, S. 205—226, Taf. 12—13, München

Ott, E., 1967 a: Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. — Abh. Bayer. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl., N. F., **131**, 96 S., 10 Taf., München

Pia, J., 1920: Die Siphoneae verticillatae vom Karbon bis zur Kreide. — Abh. zool.-bot. Ges. Wien, **11**, (2), 1—263, 8 Taf., Wien

Praturlon, A., 1966: Algal Assemblages from Lias to Paleocene in Southern Latium-Abruzzi: a Review. — Boll. Soc. Geol. Ital., **85**, 167—194, 16 Abb., Rom

Praturlon, A., 1967: *Heteroporella lepina*, new dasyclad species from Upper Cenomanian — Lower Turonian of Central Apennines. — Boll. Soc. Paleont. Ital., **5**, (1966), 202—205, Taf. 51—52, Modena

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 8 | 263—290 München, 15. 12. 1968

Eine ladinische Riff-Fauna im Dobratsch-Gipfelkalk (Kärnten, Österreich) und Bemerkungen zum Faziesvergleich von Nordalpen und Drauzug

Von Olaf Kraus und Ernst Ott, München[1])

Mit 3 Abbildungen und Tafeln 17—20

Zusammenfassung

Aus den Dobratsch-Gipfelkalken wird eine Riff-Fauna anhand von Dünnschliffen beschrieben und mit Formen aus dem Wettersteinkalk der Nördlichen Kalkalpen und den Cipitkalk-Blöcken der Südtiroler Mitteltrias verglichen. Der Dobratsch-Gipfelkalk, der bisher als norischer Dachsteinkalk galt, wird ins Ladin gestellt. Neu beschrieben werden 2 Mikroproblematika (*Ladinella porata* n. g. et n. sp., *Lamellitubus cauticus* n. g. et n. sp.), sowie *Vesicocaulis carinthiacus* n. sp. (Sphinctozoa).

Im gesamten Drauzug liegt kein dem Kalkalpen-Südrand entsprechender Faziesübergang von West nach Ost aus einer Hauptdolomit-Fazies in eine Dachsteinkalk-Fazies vor, mit dem bisher ein ursprünglich unmittelbarer Zusammenhang von Nordalpen und Drauzug begründet wurde.

Summary

A reef fauna in the top of the Dobratsch mountain (Southern Austria) was studied in thin-slides. Certain problematica and Sphinctozoa show that the limestones are of Middle Triassic (Ladinian) age. The so-called Dobratsch- limestone can no longer be considered as Upper Triassic (Norian) Dachsteinkalk.

2 problematica (*Ladinella porata* n. g., n. sp. and *Lamellitubus cauticus* n. g., n. sp.) and a thalamid sponge (*Vesicocaulis carinthiacus* n. sp.) are described as new.

No change from Hauptdolomit facies in the West to Dachsteinkalk facies in the East was found within the Drauzug. Therefore the Drauzug in its original paleogeographic position can not be placed directly to the southern ridge of the Northern Limestone Alps.

[1]) Dr. O. Kraus, Dr. E. Ott, Institut für Geologie, Technische Hochschule München, 8 München 2, Arcisstraße 21.

Inhalt

Vorwort 264
I. Einführung (O. Kraus) 264
II. Paläontologischer Teil (E. Ott) 267
a) Einleitung und Methodik 267
b) Der Fossil-Inhalt des Dobratsch-Gipfelkalkes 269
1. Problematika 269
Tubiphytes obscurus Maslov 269
Röhrchen im Riff-Detritus 273
Ladinella porata n. g. et n. sp. 273
Lamellitubus cauticus n. g. et n. sp. 274
2. Sphinctozoa 275
Uvanella irregularis Ott 275
Dictyocoelia manon (Münster) 276
Vesicocaulis carinthiacus n. sp. 276
3. Weitere Faunen- und Florenelemente 278
c) Ergebnis 280
III. Zum geologischen Bau des Dobratsch-Massivs (O. Kraus) 280
IV. Bemerkungen zum Faziesvergleich von Nordalpen und Drauzug (O. Kraus und E. Ott) 283
Literatur 286
Tafelerklärungen 289

Vorwort

Der Beitrag von O. Kraus entstand im Rahmen eines von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Forschungsvorhabens „Alpine Trias", das Herr Prof. Dr. P. Schmidt-Thomé am Institut für Geologie der Technischen Hochschule München leitet. Einer der Programmpunkte war die Aufnahme der Raibler Schichten des Drauzuges, mit der O. Kraus beauftragt war. — Auch der paläontologische Beitrag von E. Ott steht in ursächlichem Zusammenhang mit einem Stipendium der Deutschen Forschungsgemeinschaft. Es ermöglichte eine Bearbeitung der mitteltriadischen Sphinctozoen-Fauna bei Prof. Dr. R. Dehm am Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität München.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft und den Direktoren der erwähnten Münchener Hochschul-Institute sind die Verfasser zu besonderem Dank verpflichtet.

I. Einführung

(O. Kraus)

Der Dobratsch oder die Villacher Alpe ist der östlichste Ausläufer der Gailtaler Alpen (Abb. 1). Er gehört zum Drauzug, einem schmalen, allseitig tektonisch begrenzten Gebirgsstreifen südlich des Alpenhauptkammes, der von Westen nach Osten die Lienzer Dolomiten, die Gailtaler Alpen und die Nordkarawanken umfaßt. Seine triadische Schichtfolge gleicht der nordalpinen Entwicklung weit mehr als der benachbarten südalpinen. Seit Termier 1903 wurde deshalb wiederholt versucht, ihn auch tektonisch mit den Nordalpen zu verknüpfen.

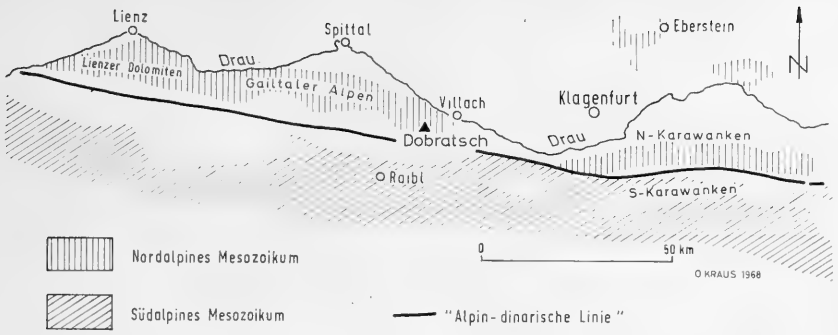


Abb. 1: Geologische Lageskizze des Dobratsch (Gailtaler Alpen)

Die erste geologische Aufnahme des Dobratsch geht auf GEYER (1901) zurück, der das Gebiet auf seinem ungedruckt gebliebenen Blatt Tarvis (Spezialkarte der K. K. Österr. Ungar. Monarchie 1 : 75 000) darstellte. Die Gipfelkalke stufte er wie schon MOJSISOVICS (1872) und FRECH (1894) insgesamt in das Ladin ein. — Erst ANDERLE (1951) hat im Dobratsch-Gipfelplateau innerhalb des Wettersteinkalkes ein größeres Gebiet als norischen Dachsteinkalk auskartiert, das neben den Erhebungen Höhenrain, Elfer- und Zwölfernock auch den Dobratschgipfel umfaßt. Der Grund war die Unterlagerung durch Raibler Schichten im Süden. Auf leitende Fossilien konnte sich seine Einstufung nicht stützen. Sie wird aber verständlich, weil TELLER (1896, S. 123 f.; 1898, S. 85) im Westteil der Nordkarawanken — der östlichen Fortsetzung der Gailtaler Alpen — das Nor ebenfalls als Dachsteinkalk und nicht als Hauptdolomit ausgeschieden hatte. Deshalb stellte ANDERLE (1951, S. 216, Tab. II) auch den Dobratsch und die Nordkarawanken als Dachsteinkalk-Faziesbereich dem Hauptdolomit-Faziesbereich der übrigen westlich davon gelegenen Gailtaler Alpen gegenüber.

Da auch am Nordalpen-Südrand — und zwar ungefähr auf der meridionalen Höhe des Dobratsch — die westliche Hauptdolomit-Fazies nach Osten in eine Dachsteinkalk-Fazies übergeht, faßte TOLLMANN (1963, S. 171 f.) die Deutungen ANDERLES als einen wesentlichen Beleg für einen ursprünglichen Zusammenhang von Nordalpen und Drauzug auf: „Das Gegenstück zur Dachsteinentwicklung im Norden liegt im Süden im Dobratsch und in den Nordkarawanken vor . . . " (1963, S. 172). In einer späteren Publikation (TOLLMANN 1965, S. 126) wird dieser Fazieswechsel von Westen nach Osten noch einmal als augenfälliges Beispiel seiner „nordalpinen Faziesregel" angeführt.

In jüngerer Zeit haben sich jedoch die von TELLER in den Nordkarawanken ausgeschiedenen Vorkommen von Dachsteinkalk als Fehldeutungen erwiesen. Sie sind nach den Arbeiten von KOSTELKA (unveröffentlicht; freundliche briefliche Mitteilung), BAUER (1966, S. A 15) und SCHEIBER (1967, S. 180) als Wettersteinkalke in das Ladin einzustufen, während im Nor ausschließlich eine Hauptdolomit-Fazies angetroffen wurde (vgl. O. KRAUS 1968, S. 27).

Darüber hinaus ließen auch die Ergebnisse einer soeben fertiggestellten Untersuchung der Raibler Schichten (Karn) des Drauzuges von O. KRAUS (1968) Zweifel an den von TOLLMANN übernommenen Deutungen ANDERLES aufkommen. Die Untersuchung ergab, daß das Karn im gesamten Drauzug äußerst gleichförmig ausgebildet ist, wobei sich beispielsweise die Profile der östlichen Gailtaler Alpen Bank für Bank mit denen der Nordkarawanken parallelisieren lassen, so daß ein „West-Ost-Gradient" hier weitgehend fehlt.

In diesem Zusammenhang sei noch bemerkt, daß in den östlichen Nordkarawanken auch kein lateraler Faziesübergang in eine Aflenzer Fazies gefunden wurde, wie man ihn aus TOLLMANNS Fazieskarte der Ostalpen (1965, S. 105, Abb. 1) entnehmen könnte. Eine Art Aflenzer Fazies folgt erst, wie auch TOLLMANN öfters erwähnt, in den nördlich der Karawanken gelegenen Triasschollen des Krappfeldes, von Griffen und St. Paul. Auch für die mehrfach vermutete kalkige Vertretung des Karn bzw. Nor in den westlichen Gailtaler Alpen (Jauken- und Reißkofel-Gebiet, s. GEYER 1897, S. 124; ANDERLE 1951, S. 216, Tab. II; VAN BEMMELEN 1957, S. 187) fanden sich im Verlaufe der genannten Untersuchung keine Anhaltspunkte.

Im Verlauf der Geländebegehungen des Sommers 1966 wurde in den Südhängen des Dobratsch ein bisher nicht bekanntes Raibler Profil gefunden, das, wie oben bereits erwähnt, sowohl den Raibler Profilen der benachbarten Gailtaler Alpen als auch denen der Nordkarawanken weitgehend gleicht (vgl. O. KRAUS 1968, S. 23). Es wird von Kalken überlagert, wie sie nach ihrer lithologischen Ausbildung im übrigen Drauzug nur unterhalb der Raibler Schichten auftreten. Da der Kontakt zu diesen Kalken außerdem deutlich tektonisch gestört ist, sollte die stratigraphische Einstufung ANDERLES (1951) mit neuen Fossilaufsammlungen überprüft werden.

Anläßlich einer gemeinsamen Exkursion mit den Herren Prof. Dr. F. KAHLER, Klagenfurt, Prof. Dr. E. FLÜGEL, Darmstadt, Doz. Dr. L. KOSTELKA, Klagenfurt, und Dr. N. ANDERLE, Wien, wurde den Kalken deshalb eine Anzahl von Fossilproben entnommen. Allen genannten Herren sei für Geländehinweise, Überlassung von Probenmaterial und anregende Diskussionen gedankt. Besonders herzlicher Dank gebührt Herrn Prof. Dr. E. FLÜGEL, Darmstadt, der nicht nur die meisten Fossilproben sammelte, sondern dem auch die Anregung zu der paläontologischen Bearbeitung der Dobratsch-Gipfelkalke, sowie eine Begutachtung der Dünnschliff-Präparate zu verdanken ist.

Ein Teil der Proben wurde den Kalken unmittelbar oberhalb des erwähnten Raibler Profils (vgl. Abb. 2) entnommen, das 400 m westlich einer Jägerhütte (Aloisihütte) auf etwa 1600 m NN auf der Dobratsch-Südseite aufgeschlossen ist. Man erreicht es auf einem schmalen Jägersteig, der ca. 800 m südwestlich des obersten Autoparkplatzes der „Villacher Alpen-Straße" im Wald beginnt (der Einstieg ist etwas schwierig zu finden) und steil südostwärts hinabführt.

Der Großteil der Proben stammt aus einem neueren Kabelgraben, der in ostwestlicher Richtung an der Knappenhütte vorbei über das Plateau der Roßtratten und über den Höhenrain bis auf den Dobratsch hinaufzieht. Er quert damit den fraglichen Bereich vom Wettersteinkalk an der Knappenhütte über das darüber folgende Plateau, in dem ANDERLE (1966, S. A 12) Raibler Schichten vermutet, bis in den fraglichen Dachsteinkalk des Dobratsch-Gipfels. Die im folgenden beschriebene

Riff-Fauna wurde ausschließlich in dem von ANDERLE als norischer Dachsteinkalk kartierten Gebiet aufgesammelt. Insgesamt standen für die paläontologische Bearbeitung, die Dr. E. OTT durchführte, 53 Handstücke und 31 Dünnschliff-Präparate zur Verfügung.

II. Paläontologischer Teil

(E. OTT)

a) Einleitung und Methodik

Schon MOJSISOVICS (1872), FRECH (1894) und GEYER (1901) haben die Dobratsch-Gipfelkalke insgesamt für ein Äquivalent des erzführenden Bleiberger Kalkes, also für ladinischen Wettersteinkalk gehalten. Die paläontologischen Belege hierfür waren allerdings dürftig: Großwüchsige Gastropoden (cf. *Chemnitzia Rosthorni* HOERN.) und hauptsächlich „Gyroporellen" oder Diploporen ohne weitere Artbestimmung.

Wir haben uns hier aber mit der Auffassung von ANDERLE auseinanderzusetzen, der 1951 am Dobratsch-Plateau innerhalb des Wettersteinkalkes ein bestimmtes Gebiet als Dachsteinkalk auskartiert hat (vgl. S. 265) und auch in seinem jüngsten Aufnahmebericht (1967) noch an der Einstufung ins Nor festhielt. Denn diese Ansicht hat sich als die jüngere und scheinbar richtige durchgesetzt, vor allem ist sie als Beweisstück in die Ostalpen-Synthese TOLLMANNS eingegangen.

Die in Frage stehenden Kalke enthalten vielerorts Korallen, weshalb sie als „Lithodendronkalke" oder „Korallenkalke vom Dobratschgipfel" bezeichnet werden. Über ihr Alter schreibt ANDERLE (1951, S. 208): „Die vom Dobratsch bekannten Korallen gehören den Dachsteinkalken der norischen Stufe an, wie ich dann später zeigen werde. Dasselbe gilt von den aus der älteren Literatur bekannt gewordenen Megalodonten-Funden im Dobratschgebiet", und auf S. 214: „Auf Grund der verschiedenen Fundstellen einer gut erkennbaren Korallenfauna am Dobratschplateau kam ich zur Überzeugung, daß die Gipfelkalke des Dobratsch als obertriadische Dachsteinkalke aufzufassen sind." Ein genaueres Bestimmungsergebnis wird nicht mehr mitgeteilt.

„Korallen" allein beweisen natürlich hier noch nichts. Sie kommen stellenweise auch im Wettersteinkalk so häufig vor, daß hierfür ebenfalls der Ausdruck „Lithodendronkalk" gebräuchlich war. BÖSE (1897, S. 532) fand im eindeutigen Wettersteinkalk des Hochstaufen „Lithodendron-Stöcke, sowie eine Korallenart, welche auffallend an *Thecosmilia clathrata* erinnert und besonders am Gipfel ausserordentlich häufig ist." Ebenso sind Megalodonten im Wettersteinkalk — besonders im obersten — nichts Außergewöhnliches. MOJSISOVICS (1872, S. 351) stellte ausdrücklich für das Dobratsch-Gebiet ihr häufiges Auftreten im Wettersteinkalk fest.

Meist schließen sich Wettersteinkalk und Dachsteinkalk im gleichen Profil aus, weil im Hauptverbreitungsgebiet des Wettersteinkalkes das Nor in Hauptdolomitfazies vorliegt (Bayerisch-Tirolische Faziesentwicklung), während in der durch Dach-

steinkalk gekennzeichneten Berchtesgadener Faziesentwicklung das Ladin als Ramsaudolomit auftritt. Dennoch ist die Frage, ob obertriadischer Dachsteinkalk oder mitteltriadischer Wettersteinkalk vorliegt, wie hier am Dobratsch, kein Einzelfall. Im Dachsteingebiet selbst, im Gesäuse, Hochschwab und in den Mürztaler Alpen können sowohl Ladin als auch Nor kalkig entwickelt sein, und hier stellt sich die Frage bei unklarer tektonischer Situation des öfteren (vgl. z. B. SPENGLER 1925, S. 274; CORNELIUS 1939, S. 41). In der Regel wird dabei so verfahren, daß bei Auffindung von Korallen zugunsten des Dachsteinkalkes, bei Auffindung von Diploporen zugunsten des Wettersteinkalkes entschieden wird, auch ohne nähere Bestimmung. Zumindest im zweiten Fall wird man kaum fehlgehen, denn obwohl nach jüngsten Untersuchungen Diploporen auch im Dachsteinkalk gar nicht so selten sind (OTT 1967 a; BYSTRICKÝ 1968), so ist doch ein massenhaftes Auftreten von Diploporen bisher nur aus dem Wettersteinkalk beobachtet.

Wie kann man aber den Wettersteinkalk sicher ansprechen, wenn man einmal — wie hier am Dobratsch-Gipfelkalk — nicht seine klassischen Leitalgen *Diplopora annulata* (SCHAFHÄUTL) oder *Teutloporella herculea* (STOPPANI) findet? (Im Wettersteinkalk lassen sich nämlich gar nicht überall Diploporen finden, weil diese sehr streng faziesgebunden sind, bevorzugt im lagunären Milieu vorkommen und das eigentliche Riff selbst meiden.) So hatten wir aus dem Dobratsch-Gipfelkalk nur einige stengelige und rosenkranzförmige Gebilde, meist nur wenige Millimeter im Durchmesser, sowie weiße, lappige Flecken von offenbar organogener Herkunft. Bei der Beurteilung der Frage, inwieweit mit diesen Fossilien etwas auszurichten sei, kamen dem Verfasser seine umfangreichen Schliff-Untersuchungen zugute, die bei der Bearbeitung der Sphinctozoen-Fauna der Wettersteinkalk-Riffe vonnöten waren (OTT 1967). Denn nur Dünnschliffe können hier weiterhelfen, wobei natürlich für die stratigraphische Einstufung Fossilien Voraussetzung bleiben müssen, nicht irgendwelche lithologischen Ähnlichkeiten. Die makroskopische Betrachtung der Handstücke allein genügt nicht. Sie hätte uns im übrigen beinahe zu einem voreiligen, falschen Schluß geführt: Der im folgenden als *Vesicocaulis carinthiacus* n. sp. beschriebene segmentierte Kalkschwamm glich in der Anwitterung so sehr den Ketten des obertriadischen Riffbildners *Cheilosporites tirolensis* WÄHNER, daß selbst berufene Obertrias-Kenner zunächst darauf hereinfielen und das Gestein als sicheren, fossilbelegten Dachsteinkalk ansprechen wollten. Die entgültige Entscheidung konnte nur die mikrofazielle Analyse im Schliffbereich bringen.

In den Handstücken vom Dobratsch konnten drei Mikrofazies-Typen gefunden werden, die aufgrund ihrer Fossilführung stratigraphisch auszuwerten waren:

1. Arenomikrite mit hohem Gehalt an Kotpillen, an Fossilien glattschalige Ostracoden und einige Anschnitte einer Wirtelalge. Letztere besitzen birnförmige Poren in eng gestellten Doppelwirteln. In Frage kommt hier nur *Physoporella praealpina* PIA oder *Ph. dissita* (GÜMBEL), womit in jedem Falle oberes Anis anzunehmen ist. — Die Proben (davon drei Schliffe) stammen aus den Kalken, die mit gestörtem Kontakt über dem 3. Raibler-Schiefer im Profil westlich der Aloisi-

Hütte folgen (vgl. Abb. 2 b). Damit ist der paläontologische Beweis für eine erhebliche Vertikalstörung erbracht, die hier die anisische Basis der Dobratsch-Gipfelkalke zutage bringt (vgl. S. 282).

2. Pisolithische Kalke. Als Kern der Pisoide vereinzelt Algenreste, die in der Hauptsache auf *Ortonella* sp., eine Codiacee bezogen werden können. Daneben kommen Dasycladaceen vor, und zwar kleine Exemplare von *Teutloporella herculea* (Stoppani) und schlecht erhaltene Stücke von cf. *Poikiloporella duplicata* (Pia). Diese Fazies ist auch im obersten Wettersteinkalk der Nördlichen Kalkalpen verbreitet und ebenso wie hier am Dobratsch mit loferitischen Gesteinstypen vergesellschaftet. Es liegt hier lagunär entwickelter, oberer bis oberster Wettersteinkalk vor. Die Befunde bestätigen die Einstufung durch Anderle, der an der Entnahmestelle dieser Handstücke (Kabelgraben an der Knappenhütte) bereits Wettersteinkalk kartiert hatte.

3. Biocalcirudite mit allen Kennzeichen einer Riff-Fazies: Fossilien als autochthone Komponenten, vielfach in biogener Anlagerung gerüstbildend; dazwischen unsortierter Riff-Detritus; spatitische Matrix mit größeren Hohlraumfüllungen durch chemisch intern angelagerten Calcit (Großoolithe).

Die verschiedenen Fundstellen dieses Faziestyps liegen alle im Verlauf des Kabelgrabens von der Knappenhütte zum Dobratsch-Gipfel, und zwar in dem von Anderle als Dachsteinkalk kartierten Bereich. In den Schliffen dieser Proben konnten zahlreiche Anzeichen für Wettersteinkalk beobachtet werden. Sie können jedoch im folgenden nicht alle ausführlich beschrieben und abgebildet werden. Nur einige Problematika und die Sphinctozoa sind herausgegriffen, weil sie uns besonders charakteristisch erscheinen und weil sie zum Teil auch in den gleichalten Cipitkalk-Blöcken der Cassianer Schichten vorkommen. (Unter den beschriebenen Problematika befindet sich auch eine Form, die bislang nicht für Wettersteinkalk beweiskräftig ist, die aber wegen der guten Erhaltung und ihrer Häufigkeit in den Dobratsch-Schliffen nicht unterschlagen werden darf). Verschiedene akzessorische gemeinsame Faunen- und Florenelemente werden am Schluß nur kurz abgehandelt. Dabei muß des öfteren auf Textstellen und Abbildungen in der Literatur hingewiesen werden, vor allem auf einige Schliff-Bilder aus Wettersteinkalk-Riffen bei Ott 1967.

b) Der Fossil-Inhalt des Dobratsch-Gipfelkalkes

1. Problematika

Tubiphytes obscurus Maslov
(Taf. 17, Fig. 1—2)

Die Gesteine der Riff-Fazies des Wettersteinkalkes sind häufig von milchweißen Flecken und Flämmchen durchsetzt. Sie erinnern etwas an die Nubeculinellen des Treuchtlinger Marmors (Fränkischer Weißjura), wenn sie auch meist um ein mehrfaches größer sind als diese. Im Wettersteinkalk handelt es sich dabei aber nicht um Foraminiferen. Das Schliffbild zeigt, daß hier dieselben problematischen

Gebilde vorliegen, die in den permischen Riffkalken Nordamerikas eine so hervorragende Stellung als Gerüstbauer einnehmen, und die von NEWELL als „fragliche Hydrozoen" des öfteren abgebildet worden sind (1955, Taf. 3—8; NEWELL u. a. 1953, Taf. 17, Fig. 3; Taf. 18, Fig. 1, 2, 5 und 6. Perm, Capitan-Reef, Texas). Der nunmehr gültige Name dafür ist *Tubiphytes obscurus* MASLOV.

Feinbau und Deutung: *Tubiphytes* besteht aus fladig inkrustierenden oder auch säulig entwickelten Skeletten von 1—3 mm Durchmesser, die sich aus kryptokristallinem Calcit aufbauen. Als Feinstruktur ist im Schliff ein spinnwebiges Maschenwerk zu beobachten, das größere schlauchförmige oder ovale Hohlräume umschließt. Die dünnen, soliden Fäden des Maschenwerkes sind völlig regellos angeordnet und schneiden sich unter allen möglichen Winkeln. Die Durchsichtigkeit des Netzwerkes im Schliff wechselt von Fall zu Fall; sie hängt einmal von der Maschenweite selbst ab und auch davon, ob der im Durchlicht dunkel erscheinende Mikrit auf die Skelettfaser-Substanz beschränkt bleibt oder zudem noch in den Zwischenräumen diffus angereichert ist. In vielen, aber durchaus nicht allen Exemplaren können jahresringartige Zuwachszonen auftreten. Im Wettersteinkalk wie im Dobratschgipfel-Kalk sind nicht-zonierte Skelette verbreitet (vgl. Tafel 17).

Die räumliche Ausdehnung der vom Maschengewebe umschlossenen, größeren Höhlungen ist schwer zu ermitteln, weil man sie meist nur in Form von ovalen oder lappig ausgerandeten Löchern angeschnitten sieht und nicht auf größere Strecken durchverfolgen kann. Dies gilt besonders für die fladig inkrustierenden Exemplare von *Tubiphytes obscurus*. An säulig entwickelten Skeletten oder an lappigen Protuberanzen aus einem inkrustierenden Grundgeflecht heraus kann man bei günstigen Längsschnitten einen dünnen Kanal erkennen, der in der Längsachse durchzieht und auch etwaige Zuwachszonen durchbricht. Diesen auffallend dünnen achsialen Kanal (0,05—0,20 mm ⌀) besitzen alle säuligen *Tubiphytes*-Stämmchen; im Querschnittsbild fällt er sehr oft als einziges, dunkel umrahmtes, winziges Lumen auf. Neben diesem Zentralkanal kommen noch andere, meist etwas größere Kavernen vor, die aber nicht schlauchförmig sein können, weil sie in allen Schnittlagen mehr oder weniger rundlich begrenzt sind. Diese Höhlungen sieht man manchmal mit dem zentralen Längskanal in Verbindung treten, nie aber auf der äußeren Oberfläche austreten.

Bemerkenswert ist, daß die Gewebelücken und vor allem die zentralen Kanälchen von einem dichten, im Schliff gänzlich undurchsichtigen Saum umkleidet sind. Der kryptokristalline Calcit, aus dem auch die fadenförmigen Skelettelemente bestehen, erfüllt hier auch sämtliche Gewebemaschen und bewirkt damit eine Verdickung und Versteifung des zentralen Röhrchens. Auf diese Erscheinung werden wir im Zusammenhang mit den röhrchenförmigen Bestandteilen im Feindetritus der Riff-Fazies zurückkommen.

Zur Deutung dieser Calcitmikrit-Skelette wurden bisher Kalkalgen oder Hydrozoen herangezogen, sofern man die Gebilde nicht einfach bei den Problematika beließ (vgl. OTT 1967, S. 63 f.). MASLOV stellt *Tubiphytes* mit Vorbehalt zu den Blaugrünen Algen. Die feinen, haarförmigen Fasern des Netzwerkes hält er für

Trichome, also verkalkte Zellschläuche, deren winziges Lumen bei der Fossilisation nicht erhalten geblieben sei, sondern mit den verkalkten Zellscheiden zu einem einzigen dunklen, heute solid erscheinenden Faden verschmolzen sei. Die größeren, je nach Schnittlage kreisförmigen, ovalen oder schlauchförmigen Hohlräume im Innern hält Maslov nicht für eigene Bildungen dieser Blaugrünen Algen, sondern für Spuren eines hinfälligen Substrates, auf dem sich dieser epiphytische Cyanophyceen-Bewuchs angesiedelt habe (möglicherweise für Stengel wieder anderer, nicht verkalkter Algen). Seine Überlegungen scheinen ihm aber nicht hinreichend für eine sichere Zuordnung, so daß er einige Vorbehalte zu dieser Deutung anmeldet. Das Erscheinungsbild von *Tubiphytes obscurus* hat allerdings keine Parallelen bei sonstigen fossilen Algen, weshalb wohl auch J. H. Johnson, der führende amerikanische Kalkalgen-Forscher, dem das Material aus dem permischen Capitan-Riff zur Begutachtung vorlag, diese Gebilde nicht bei den Algen unterbringen wollte, sondern Hydrozoen für wahrscheinlicher hielt (zitiert als persönliche Mitteilung bei Newell u. a., S. 112). K. Rigby, ein Mitarbeiter Newells, beschrieb dann auch 1958 diese und weitere Funde als Vertreter einer neuen Hydrozoen-Familie (Gattung *Nigriporella).* Das Netzwerk wurde als Coenosteum interpretiert, die Hohlräume als Gastro- und Dactyloporen.

Keine dieser Deutungen vermag alle Befunde hinreichend zu erklären, vor allem die Hydrozoen-Deutung hat wenig Anklang gefunden. Neuere Beobachtungen des Verfassers an *Tubiphytes obscurus* und verwandten Gebilden aus dem Wettersteinkalk erlauben es, auch eine Kalkschwamm-Natur zu diskutieren. Auf die Argumente sei hier nicht näher eingegangen, da diese Frage in einer anderen Publikation ausführlich erörtert wird. Hier geht es nur darum zu zeigen, daß *Tubiphytes obscurus* im Dobratsch-Gipfelkalk genau wie in sonstigen Wettersteinkalk-Riffen vorkommt.

Entdeckungsgeschichte und Verbreitung. Obwohl *Tubiphytes* weltweit verbreitet ist, wurde man erst in den fünfziger Jahren darauf aufmerksam, als in verstärktem Maße Dünnschliff-Untersuchungen an Karbonatgesteinen einsetzten. Die Entdeckung erfolgte unabhängig voneinander in Rußland und Amerika, was eine unterschiedliche Benennung und Deutung zur Folge hatte. Einen Abriß der Entdeckungsgeschichte vermittelt die folgende Synonymie-Liste. Darin sind nur Zitate aufgenommen, die neben einer Beschreibung auch Abbildungen bringen. Dies soll bei späteren Bestimmungen einen Bildvergleich auf möglichst breiter Basis erleichtern.

1951 *Shamovella* n. g. — Rauzer-Chernousova, S. 17 (Fußnote), Taf. 3, Fig. 1—2. Perm (Sterlitamak-Gebiet), USSR.
1953 Hydrocoralline (?). — Newell et al., S. 112, Taf. 17—18, Perm, Capitan-Riff, Texas.
1955 Hydrocoralline. — Newell, S. 307, Taf. 3—8, Perm, Capitan-Riff.
1956 *Tubiphytes obscurus* gen. et sp. nov. — Maslov, S. 82, Taf. 25—27, Perm (Kungur), westlicher Ural.
1958 *Nigriporella magna* n. g. et n. sp. — Rigby, S. 584, Taf. 86, Fig. 1. Ebenso *Nigriporella minima* n. sp., S. 585, Taf. 86, Fig. 2—3. Karbon und Perm, USA.
1959 *Tubiphytes obscurus (= Shamovella).* — Elias, S. 77, Taf. 1, Fig. 6. Perm, USSR.

1959 *Tubiphytes (= Nigriporella).* — Konishi, S. 142, Abb. 1, Perm (Japan, S-China, Burma, USA, Mexico, Guatemala, Karnische Alpen in Europa).
1962 *Tubiphytes (=Nigriporella).* — Elliott, S. 29, Taf. 1, Fig. 1—5, Unterperm, Nord-Irak.
1964 *Tubiphytes* sp. — Bebout & Coogan, S. 1094, Taf. 169, Fig. 1—3, Perm, Texas.
1965 *Tubiphytes obscurus.* — Croneis & Toomey, S. 7, Taf. 4, Fig. 14—16, Oberkarbon, Texas.
1965 *Tubiphytes* cf. *obscurus.* — Ramovš & Kochansky-Devidé, S. 347, Taf. 9, Fig. 8, Taf. 10, Fig. 4—5, Perm, Slowenien.
1966 *Tubiphytes obscurus.* — E. Flügel, S. 56, Taf. 11, Fig. 1—3.
Hikorocodium carinthiacum n. sp., S. 54, Taf. 10, Fig. 1—5. Perm, Karnische Alpen (Trogkofelkalk).
1967 *Tubiphytes obscurus.* — Ott, S. 63, Taf. 8, Fig. 1, Trias (Wettersteinkalk, Nordalpen).

Wie man sieht, ist das Fossil vor allem in permischen Kalken weltweit verbreitet, und zwar sowohl in reinen Riffkalken, wo es als Gerüstbildner eine erhebliche Rolle spielt (Capitan-Riff, vgl. Newell 1955, S. 307), als auch in Fusuliniden-Algen-Kalken (Trogkofel-Kalk, vgl. Flügel 1966, S. 58). Nach Rauzer-Chernousova bildet es oft auch in tieferem Wasser (50 m) durch Schutt-Überkrustung linsige Biostrome, die in der russischen Literatur mit einem eigenen Fazies-Namen als „wurmführende (cherviakovye) Kalke" bezeichnet werden (zit. n. Elias 1959, S. 79). Auch Croneis & Toomey berichten von Vorkommen, die man nicht direkt als Riffe bezeichnen könne, und korrigieren damit die Ansicht Newells von der engen Riff-Gebundenheit dieses Fossils.

Auf die weite Verbreitung dieser Gebilde in der Riff-Fazies des Wettersteinkalkes wurde bisher kaum geachtet, obwohl diese Fossilien durch ihre milchweiße Farbe sehr auffallen. In der Anwitterung sind sie als weichere Komponenten stets etwas ins umgebende Sediment eingesenkt. Im frischen Bruch heben sie sich durch ihre dichte, porzellanige Textur von den kalzitisch-durchsichtigen Hohlraumfüllungen gut ab. Sie spielen in den Wettersteinkalk-Riffen als Gerüstbildner eine nicht minder wichtige Rolle als in den permischen Riffen Nordamerikas. Auch die Fazies-Abhängigkeit, die Newell betonte, trifft im Wettersteinkalk zu. *Tubiphytes* geht nicht aktiv in die Lagune mit ihren Dasycladaceen-Rasen hinein, sondern bleibt auf Vorriff, Riffkern und Detrituskalke des Achterriffs beschränkt, so daß man ihn als Anzeiger für den unmittelbaren Einflußbereich des Riffes werten kann. (Vgl. Ott 1967, S. 63 ff.). — Auch in den Cipitkalk-Blöcken der Cassianer Schichten in der südalpinen Mitteltrias kommt *Tubiphytes obscurus* sehr häufig vor.

Somit kann man *Tubiphytes obscurus* im Wettersteinkalk als faziellen Indiktator betrachten, nicht jedoch als stratigraphischen, da er ja auch in älteren Gesteinen vorzukommen pflegt. Für die Trennung von Dachsteinkalk und Wettersteinkalk erscheint dieses Fossil aber dennoch sehr brauchbar. Es wurde nämlich im Dachsteinkalk bisher nicht gefunden. Dies ist umso merkwürdiger, als über Obertrias-Riffe der Nördlichen Kalkalpen bereits mehrere eingehende Bearbeitungen und auch neuere Dünnschliff-Untersuchungen vorliegen (z. B. Sieber 1937, Ohlen 1959, E. Flügel 1960, 1964, Flügel & Flügel-Kahler 1963, Fabricius

1966, Zankl 1968). Es ist anzunehmen, daß *T. obscurus* dabei entdeckt worden wäre, wenn ihm in obertriadischen Riffen auch nur entfernt die Bedeutung zukäme wie im Wettersteinkalk, wo er oft das einzig ansprechbare Fossil überhaupt darstellt. (Vielfach lassen sich Gerölle im Quartär des Alpenvorlandes gerade durch *Tubiphytes*-Flämmchen als Wettersteinkalk ausweisen).

Röhrchen im Riff-Detritus
Taf. 18, Fig. 7—9

Röhrchen, wie sie hier aus den Dobratsch-Schliffen abgebildet werden, sind für den Detritus in der Riff-Fazies des Wettersteinkalkes ungemein charakteristisch. Es können zwei Typen unterschieden werden, einmal auffallend gerade, unverzweigte Rohrstücke, zum anderen gebogene und zudem oft verzweigte Röhrchen. In den Abmessungen entsprechen die Lumina genau den zentralen Kanälchen bei *Tubiphytes obscurus;* die Wandstruktur ist dieselbe (vgl. S. 270). Auch wachsen derartige Röhrchen manchmal aus *Tubiphytes*-Skeletten hervor (vgl. Taf. 19, Fig. 5). Wir halten daher diese isolierten Röhrchen im Feindetritus am ehesten für direkte Bestandteile von *Tubiphytes obscurus,* zumindest aber für Bildungen aus seiner Verwandtschaft.

Ladinella porata n. g. et n. sp.
Taf. 18, Fig. 1—6, Taf. 20, Fig. 1

Bryozoen-artiges Problematikum, Ott 1967, S. 67, Taf. 3, Fig. 6
Problematica, Pantic 1967, Taf. 2, Fig. 10

Name: Nach dem Vorkommen in ladinischen Riffbildungen und dem Feinbau.

Holotyp: Taf. 18, Fig. 4 (= Taf. 3, Fig. 6 bei Ott 1967). Schliff G 406 a/67, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München.

Fundort und -schicht: Hafelekarspitze oberhalb Innsbruck, Karwendelgebirge. Wettersteinkalk in Riff-Fazies, ladinische Stufe der alpinen Trias.

Diagnose: Knötchen- oder zungenförmige Epöken von der Größenordnung eines Millimeters, bestehend aus einer Kolonie englumiger Röhrchen von 0,025 bis 0,040 mm ϕ. Die Röhrchen biegen aus dem Zentrum zur Peripherie hin ab, so daß sie mehr oder weniger senkrecht zur Oberfläche ausmünden. Im Querschnitt erscheinen sie rundlich-eckig, zum Teil haben sie Pseudosepten; Querwände in den Röhrchen sind nicht beobachtet.

Bemerkungen: Dieses Problematikum war dem Verfasser als häufiger Besiedler von Sphinctozoen in den Wettersteinkalk-Riffen aufgefallen. Inzwischen konnte es auch in der vergleichbaren Fazies der Cipitkalkblöcke (Stuores Wiesen bei St. Cassian) festgestellt werden, wo es ebenfalls sehr häufig ist. Dazu kommen Funde aus dem Wettersteinkalk des Gesäuses und nun hier im Dobratsch. Das Vorkommen im Ladin von Montenegro (Pantic 1967) deutet darauf hin, daß dieses Mikrofossil in der ladinischen Stufe im alpin-dinarischen Raum verbreitet ist, so daß es angebracht erscheint, ihm hierin einen Namen zu geben. — Die Wuchsform

ist nicht streng festgelegt. Meist sind es Zungen oder Wärzchen, die mit breiter Basis dem Substrat aufsitzen; diese Zungen können auch säulig verlängert oder nach oben keulig angeschwollen sein, auch gedrungener, bovist-ähnlicher Wuchs kommt vor. Manchmal sind zwei Generationen aufeinandergewachsen (vgl. Taf. 20, Fig. 1), in einem Falle konnten auch drei übereinander beobachtet werden; solche Aggregate können über 3 mm groß werden. Im allgemeinen handelt es sich aber um Einzelexemplare, die nur 0,4 bis 1,5 mm groß werden. — Im Substrat sind diese Pusteln nicht wählerisch, besiedelt werden Sphinctozoen, *Tubiphytes,* Stromatolith-Algenkrusten (Taf. 18, Fig. 5), sessile Foraminiferen (Taf. 18, Fig. 2), *Lamellitubus* und verschiedene umkristallisierte Stengel; natürlich sieht man auch Anschnitte scheinbar frei im Sediment schwimmen (Taf. 18, Fig. 1), wenn die Aufwachsstelle nicht im Schliff getroffen wurde. — Häufig ist die Umkristallisation so stark, daß die feinen Poren nicht mehr erkennbar sind (Taf. 20, Fig. 1), doch lassen sich diese umkristallisierten Körperchen aufgrund zahlreicher Übergangsstadien, an denen im Zentrum die Poren noch schemenhaft sichtbar sind, alle auf *Ladinella porata* zurückführen.

Als Urheber dieser winzigen Röhrchenkolonien kommen Rotalgen (Solenoporaceen), Hydrozoen oder Bryozoen in Frage. — Solenoporaceen-Stöcke von dieser Winzigkeit sind noch nicht bekannt. — Im Querschnittsbild erinnern die *Ladinella*-Stöckchen sehr an die Hydrozoengattung *Milleporidium* STEINMANN, allerdings sind die Röhrchen von *Ladinella* noch gut um die Hälfte enger und zeigen keine Querböden. Die Frage der Zugehörigkeit wird hier offen gelassen.

Lamellitubus cauticus n. g. et n. sp.

Taf. 19, Fig. 1—4

Name: Nach den Lamellen in der Röhrenwand;
cauticus = riffbewohnend, nach lat. cautes, -is = Riff.

Holotyp: Exemplar zu Taf. 19, Fig. 2. Schliff G 1034 a/68, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München.

Fundort und -schicht: Dobratsch (Kärnten, Österreich), Gipfelkalke vom Typ des Wettersteinkalkes, ladinische Stufe der alpinen Trias.

Diagnose: Doppelwandige Röhren von etwa 1 mm Außen-Durchmesser und 0,5 mm Lumen, teilweise verzweigt, wohl Bruchstücke eines strauchig gewachsenen, röhrigen Kalkskelettes. Im Innern sind die Röhren mehr oder weniger glattwandig und mit einem dünnen Belag von Calcimikrit ausgekleidet, außen sind sie unregelmäßig runzelig und buchtig gezähnt. Zwischen der dickeren Innenwand und der dünnwandigen äußeren Begrenzung sind schräg nach oben verlaufende, zartwandige Lamellen eingezogen. Die Lamellen stehen im Abstand von 0,05 bis 0,10 mm, gabeln sich teilweise und sehen im Tangentialschnitt feingeknittert aus. Außendurchmesser der Skelette 0,6 — **1,07** — 1,5 mm, Lumen 0,3 — **0,53** — 0,7 mm (aus 20 Exemplaren).

Bemerkungen: Im Längsschnitt erinnert das Fossil an eine Kalkalge, genauer gesagt an eine Dasycladacee mit schräg nach oben stehenden Astporen. Das schei-

det aber sicher aus, denn es sind nur scheinbar Poren, in Wirklichkeit ist es ein Schnitteffekt an durchgehenden Lamellen, wie man am Tangentialschnitt erkennen kann (vgl. Taf. 20, Abb. 1—4, im Falle von Poren müßte man punktförmige Löcher sehen). Aus dem gleichen Grund ist auch nicht an einen Kalkschwamm oder sonst ein Tier zu denken, das durch Wandporen mit der Außenwelt in Verbindung steht. Man hat den Eindruck, daß der Erzeuger dieser Skelettbauten im Innern der Röhre gelebt und diese am oberen Ende vorgebaut hat, so daß jede Lamelle einmal kurzzeitig die terminale Begrenzung dargestellt hat. Einige dickwandigere Lamellen, die sich im Längsschnitt gegenüberstehen und in unregelmäßiger Abfolge größere kragenförmige Einschnürungen markieren, deuten auf einen vorübergehenden Stillstand der Bautätigkeit hin. Man könnte an Röhren-Würmer denken, die mit ihrem Kragen unterhalb ihrer Tentakelkrone runzelige Röhren abscheiden; auch die tapetenartige Auskleidung der Bauten spricht dafür. Jedoch haben solche Anneliden in der Regel keine kalkigen Röhren und vor allem sind sie nicht verzweigt. Nach Meinung des Verfassers kommen am ehesten Coelenteraten in Frage, vielleicht strauchförmige Kolonien von Hydroidpolypen, die zwar heute meist ein horniges oder nur schwach verkalktes Skelett besitzen. (Der Verzweigungstyp konnte nicht festgestellt werden; es wurden nur drei Gabelungen beobachtet. Längstes Bruchstück 7,5 mm).

In dieser relativ guten Erhaltung mit erkennbaren Lamellen sind dem Verfasser solche Röhren bisher nur aus dem Dobratsch-Gipfelkalk bekannt. Allerdings kann man beobachten, daß oft nur der innere, im Schliff schwarz erscheinende Saum erhalten ist, zum Teil mit noch einigen anhängenden Lamellenfetzen, zum Teil überhaupt ohne Anhängsel. Derartige Gebilde sind auch im Wettersteinkalk der Nördlichen Kalkalpen enthalten, wie eine nochmalige Durchsicht der Sphinctozoen-Schliffe ergab. Es besteht der Verdacht, daß es sich dabei um schlecht erhaltene *Lamellitubus*-Reste handelt.

2. Sphinctozoa

Ein charakteristisches Faunenelement der mitteltriadischen Riffe sind gegliederte Kalkschwämme der Ordnung Sphinctozoa (oder Thalamida). Sie wurden unter der Bezeichnung „perlschnurartige Colospongien" in der älteren Wettersteinkalk-Literatur hin und wieder erwähnt. Bei den Untersuchungen des Verfassers (Ott 1967) hat sich herausgestellt, daß sich hinter diesem Sammelbegriff eine Reihe von Gattungen und Arten verbirgt, die nach Wandperforation, Füllgewebe und Zentralrohrtypen klassifiziert werden können.

Uvanella irregularis Ott

Taf. 19, Fig. 6

Die in verschiedenen Wettersteinkalk-Riffen gefundene Kalkschwamm-Art wurde von Ott 1967, S. 39 ff. neu aufgestellt und ausführlich beschrieben. Sie gehört dem glomeraten Wuchstyp an, entwickelt keine Ketten wie die meisten an-

deren Sphinctozoen, sondern inkrustierende Klumpen aus unregelmäßig gestalteten, dickwandigen, nur grob perforaten Kammern. Ein Zentralrohr fehlt.

Aus dem Dobratsch liegen zwei kleine Exemplare vor. An dem hierin abgebildeten (Taf. 19, Fig. 6) sind Verbindungsöffnungen zwischen den Kammern oder Poren nach außen nicht angeschnitten. Erkennbar sind dagegen einige Vesiculae, dünnwandige Trennlamellen im Kammernlumen, sowie Vorsprünge und Ausrandungen der Kammerwand ins Innere. Ebenso ist der schlierige Feinbau der Wand, der auf den Abbildungen bei dieser Vergrößerung nicht zum Ausdruck kommt, an dem Dobratsch-Exemplar festzustellen. Große Ähnlichkeit besteht zu den englumigen Partien des von Ott 1967, Taf. 3, Fig. 8 abgebildeten Exemplars. (Vgl. auch 1967, Taf. 5, Fig. 3; Taf. 8, Fig. 1).

Dictyocoelia manon (Münster)

Taf. 20, Fig. 1

Hierbei handelt es sich um einen in der alpinen Mitteltrias weit verbreiteten, thalamiden Kalkschwamm, der schon des öfteren beschrieben und abgebildet wurde, meist aber fälschlich unter dem Namen *Colospongia dubia* (vgl. die Synonymie-Liste bei Ott 1967 S. 40). Zu den bisher bekannten Funden (Cassianer Schichten der Seelandalpe, Cipitkalkblöcke der Seiser Alm, Mitteltrias des Bakony, Wettersteinkalk der Nördlichen Kalkalpen) kommt noch ein Vorkommen aus den mitteltriadischen Klobenwandkalken in den Mürztaler Kalkalpen, das kürzlich von H Flügel publiziert wurde (1967, S. 62, Taf. 1, Nr. 1).

Charakteristisch für *Dictyocoelia manon* ist ein reticuläres Füllgewebe, das an das Faserwerk ungegliederter Pharetronen erinnert. Ein Zentralrohr durchzieht die ganze Segmentkette und endet in einem scheitelständigen Ostium. Die Kanäle im Füllgewebe münden in kleineren Poren sowohl nach außen als auch durch die Segmentdecken in die benachbarten Kammern. In älteren Segmenten kann man beobachten, daß in die Kanälchen Vesiculae eingezogen sind, ebenso kann das Zentralrohr durch Vesiculae austapeziert sein. Im abgebildeten Schrägschnitt eines Dobratsch-Exemplars (Taf. 20, Fig. 1) ist beides der Fall.

Material aus dem Dobratsch: Sechs Anschnitte in Schliffen, Durchmesser der Stämmchen zwischen 3,6 und 5,0 mm.

Vesicocaulis carinthiacus n. sp.

Taf. 20, Fig. 2—4

Name: Lat. carinthiacus = aus Kärnten, nach dem Fundort.

Holotyp: Exemplar zu Taf. 20, Fig. 2. Schliff G 1037 a/68, aufbewahrt in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München.

Fundort und -schicht: Dobratsch-Gipfelaufbau, Riffkalk vom Typ und Alter des Wettersteinkalks am Höhenrain-Osthang.

Material: 27 Exemplare in Schliffen

Diagnose: Catenulate Stämmchen der Gattung *Vesicocaulis* Ott mit einem Zentralrohr-System aus mehreren (in der Regel 4) Röhren und halbkugelig ge-

wölbten Kammern. Kammern imperforat und dünnwandig, etwa doppelt so breit wie hoch (Breiten-Höhen-Index = 1,88, ermittelt aus 16 Kammern.) Stammdurchmesser 2,0 — **2,66** — 3,7 mm (aus 27 Exemplaren). Zentralrohr-Apparat nur mäßig reticulär umhüllt, sein Durchmesser beträgt 1,0 — 1,7 mm, der Durchmesser von Einzelröhren 0,5 — 0,7 mm.

Bemerkungen:

Aus dem Wettersteinkalk waren bisher zwei Arten der Gattung *Vesicocaulis* bekannt, *V. alpinus* mit halbkugeligen Kammern und nur einem einzigen Zentralrohr und *V. depressus* mit schildförmigen Kammern und 3—6 zentralen Röhren. Die neue Art *V. carinthiacus* fügt sich sehr gut in den Rahmen der Gattungsdiagnose, sie stellt gewissermaßen eine Kombination aus den zwei bislang bekannten Arten dar; von *V. alpinus* hat sie die hochgewölbte Kammergestalt, von *V. depressus* das Zentralrohrsystem. In den Schrägschnitten (Taf. 20, Fig. 3—4) sind meist vier gleichgroße, eng aneinandergeschmiegte Röhrchen angetroffen. Die grobreticuläre Umhüllung der zentralen Röhren ist an den Dobratsch-Exemplaren nicht immer so stark ausgeprägt wie am Holotyp (Taf. 20, Fig. 2), wo sie besonders im tangentialen Anschnitt gut zum Ausdruck kommt. Wenn auch am vorliegenden Material nicht direkt beobachtet werden konnte, daß aus dem Zentralrohr-Apparat Abzweigungen zu randständigen Ostienfeldern stattfinden, so ist dies doch sehr wahrscheinlich; die angeschnittenen Röhren am rechten Rande der untersten Kammer auf Taf. 20, Fig. 2 sind wohl als quer getroffener Seitenast des Zentralrohrsystems zu einer randlichen Siebplatte hin zu erklären.

Ein Bildvergleich mit den Arten *Vesicocaulis alpinus* und *V. depressus* (vgl. Ott 1967, Taf. 2 und 3) wird ohne weiteres davon überzeugen, daß die neue Art *V. carinthiacus* aufs engste damit verwandt ist und somit sehr gut in das Faunenbild der Wettersteinkalk-Riffe paßt. Deshalb kann man das Auftreten dieser Form in den Gipfelkalken des Dobratsch in die Beweisführung für ein Wettersteinkalk-Riff mit hereinnehmen, auch wenn es sich um eine neue Art handelt.

Nachtrag:

Nach Abschluß des Manuskriptes wurde vom Verfasser am 18. 9. 1968 das Dobratsch-Plateau besucht. Baugruben für die Seilbahnstation am Gipfel und der Ausbau des Fahrweges für Baustellenverkehr haben weitere künstliche Aufschlüsse geschaffen, die zusätzlich zum erwähnten Kabelgraben Einblicke in die Riff-Fazies des Wettersteinkalkes gestatten.

Der von Anderle beschriebene Reichtum an Stockkorallen ist in der Tat auffallend; doch auch *Tubiphytes obscurus* kommt massenhaft vor. Besonders wurde nach Sphinctozoen gesucht. Neues und reiches Material konnte von den Arten *Vesicocaulis carinthiacus* n. sp., *Dictyocoelia manon* (Münster) und *Colospongia catenulata* Ott gefunden werden, dazu kommen Exemplare von *Uvanella irregularis* Ott, *Girtyocoelia oenipontana* Ott und *Vesiocaulis* n. sp., aff. *depressus* Ott.

Für die oben beschriebene neue Art *Vesicocaulis carinthiacus* ergeben sich

durch das neue Material einige Ergänzungen: Der Außendurchmesser erreicht Werte zwischen 1,8 und 5,0 mm. Es wurden Ketten von 4 cm Länge mit 17 bzw. 22 Kammern im Zusammenhang angetroffen. Die Ausmündung des Kanalsystems in seitliche Ostienfelder konnte in den Anschnitten mehrfach beobachtet werden: bemerkenswert ist, daß diese Ostienfelder nach außen vorgestülpt, zum Teil sogar deutlich geschnäbelt sind, ein Hinweis auf die prosiphonate Anlage des Kanalsystems bei den *Vesicocaulis*-Arten.

Mit mehreren sehr gut erhaltenen Exemplaren von *Colospongia catenulata* konnte nun auch der häufigste thalamide Kalkschwamm der Wettersteinkalk-Riffe im Dobratsch-Gipfelkalk festgestellt werden. Somit sind aus diesem Gestein bisher 6 Sphinctozoen-Arten geborgen worden, 4 davon sind identisch mit Wettersteinkalk-Formen, die beiden anderen gehören einer Gattung an, die bislang nur aus dem Wettersteinkalk bekannt ist.

3. Weitere Faunen- und Florenelemente

In den Dobratsch-Schliffen treten naturgemäß noch eine Reihe weiterer Organismenreste auf, die im Wettersteinkalk ebenfalls häufig vorkommen, ohne daß man indessen sagen könnte, daß sie ausschließlich für Mitteltrias typisch sind. Dennoch seien sie hier erwähnt, denn jede weitere Gemeinsamkeit trägt dazu bei, die Einstufung als Wettersteinkalk abzusichern.

„Korallen": Neben einer Einzelkoralle (cf. *Margarosmilia* sp.) fanden sich ein paar umkristallisierte Stengel einer stockbildenden Form, wohl ein Teil eines sogenannten Lithodendronstockes, wie sie auch im Wettersteinkalk stellenweise häufig anzutreffen sind. Septen sind schemenhaft zu erkennen, insofern ist wenigstens die Korallen-Natur gesichert. Dies ist nämlich bei sonstigen Stengeln durchaus nicht selbstverständlich. Zum Beispiel konnte in ebenfalls stockbildenen Säulchen (⌀ 4—10 mm), die nach ihrer Wuchsform zu *Holocoelia toulai* Steinmann zu stellen sind, ein deutliches Maschengewebe erkannt werden. Das Fehlen eines Zentralrohres in diesen Stengeln und besonders der Vergleich mit sehr gut erhaltenem, in der Wuchsform identischen Material aus den Cipitkalk-Blöcken lassen den sicheren Schluß zu, daß hier Hydrozoen vorliegen. Diese Möglichkeit wurde von Ott 1967, S. 47 für *Holocoelia* bereits angedeutet. (Das Typus-Exemplar zu *Holocoelia toulai* ist allerdings total umkristallisiert und der Name wurde ohne Kenntnis irgendeiner Innenstruktur vergeben.) Es ist wahrscheinlich, daß ein nicht geringer Teil der von Anderle angegebenen Korallenfunde auf solche Hydrozoen-Stengel zurückzuführen ist. In der Riff-Fazies des Wettersteinkalkes sind sie von erheblicher Bedeutung. — Als weiterer stockbildender Riffbauer in Dobratschkalk sind die zarten, entfernt stehenden Röhrchen erwähnenswert, die von Ott 1967, S. 64 unter (3) aufgeführt wurden.

Anläßlich der kurzen Schilderung des Lebensraumes der Wettersteinkalk-Sphinctozoen wurden vom Verfasser (1967, S. 66) zwei Epöken erwähnt, die auf diesen Kalkschwämmen immer wieder beobachtet werden können. Der eine davon ist die oben beschriebene *Ladinella porata*. Der andere wird als sessile kalkschali-

ge Foraminifere gedeutet. Im Schnittbild sehen die Kammern kuppelförmig, zum Teil auch länglich aus, am Rande überlappen sie sich oft dachziegelartig. Sie wurden vom Verfasser einmal als Besiedler der Rotalge *Solenopora alcicornis* aus den Cassianer Schichten abgebildet (1966, Taf. 13, Fig. 5), zum andern als Epöken auf *Vesicocaulis alpinus* (1967, Taf. 2, Fig. 6). Es überrascht nicht, daß sie auch im Dobratsch-Gipfelkalk vorkommen, hier auf *Tubiphytes obscurus* aufgewachsen (vgl. Taf. 17, Fig. 1).

Das Bild der Riff-Fauna in den Dobratsch-Schliffen wird vervollständigt durch gelegentliche Crinoiden-Stielglieder und Anschnitte von ungegliederten Kalkschwämmen (Pharetronen).

Flora: Kalkalgen spielen in der eigentlichen Riff-Fazies des Wettersteinkalkes nicht diese große Rolle, die ihnen immer zugestanden wird. Wenn in der Literatur der Wettersteinkalk oft sogar als Kalkalgen-Riff bezeichnet wird, so hat man dabei die Massenvorkommen von Diploporen im Auge, die allerdings in diesem Gestein weit verbreitet sind. Die Diploporen zählen aber nicht zu den Erbauern des eigentlichen Riffs, sondern sie sind nur die Nutznießer davon, die sich im ruhigen Flachwasser hinter dem Riff — in der Lagune — ausbreiten können. Flächenmäßig nehmen sie in den Riffplateau-Stöcken des Wettersteinkalkes freilich den größten Anteil ein. Riff im strengen Sinne, sogenannter Riffkern, ist an dem ausgedehnten Riffkomplex jeweils nur ein zum Partnachbecken hin gerichteter Saum, der während des Ladins nach außen gegen das offene Wasser hin vorwächst und hinter sich immer mehr Raum für lagunäre Sedimentationsbedingungen schafft. (Zur Entstehungsgeschichte vgl. Ott 1967, S. 76, Abb. 8). Das umgürtende Saumriff wird aber von den Diploporen gemieden. Dort übernehmen die Pionierarbeit *Tubiphytes, Sphinctozoen, Pharetronen, Hydrozoen, Korallen* und natürlich auch Kalkalgen, aber wieder andere Gruppen als die Diploporen oder Wirtelalgen. In erster Linie sind es Stromatolith-Algenkrusten, erzeugt durch Blaugrüne Algen (Cyanophyceen). Zwar sind bei ihnen kaum noch Zellstrukturen erhalten, doch gleichen die rezenten Stromatolithe so sehr den fossilen, daß kaum ein Zweifel an deren Ursprung bestehen kann. (Beispiele hierin auf Taf. 18, Fig. 3 und 5, im Wettersteinkalk: Ott 1967, Taf. 9, Fig. 7). Solche Algenkrusten sehen in altersverschiedenen Riffen ganz gleich aus, sie sind deshalb stratigraphisch ohne Wert. — Dasselbe gilt praktisch für die in den Dobratsch-Schliffen vorkommenden Solenoporaceen; diese merkmalsarmen, feinzellig kompakten Rotalgenstöcke sind in Bruchstücken zwar leicht als solche zu erkennen, lassen sich jedoch artlich kaum bestimmen. — Von Bedeutung als Riffbildner in den Dobratsch-Gipfelkalken sind große Codiaceen (*Mitcheldeania* sp.), mehrfach verzweigte Schläuche von 0,10 — 0,25 mm ϕ, die Polster von mehreren Zentimetern Ausdehnung aufbauen. Die Stöcke sind nicht so kompakt wie bei den feinzelligen Rotalgen, gerade randlich löst sich oft der Verband in ein lockeres Strauchwerk auf. Auch von diesen Codiaceen liegen zahlreiche Vergleichsschliffe aus dem Wettersteinkalk und aus den Cipitkalk-Blöcken der Seiser Alm vor.

c) Ergebnis

Die Gipfelkalke des Dobratsch haben verschiedene Problematika, Sphinctozoen und einige weitere Faunen- und Floren-Elemente mit dem Wettersteinkalk der Nördlichen Kalkalpen gemeinsam, zum Teil auch mit den Cipitkalk-Blöcken der Südtiroler Mitteltrias. Der stratigraphische Leitwert ist für keines der Fossilien, für sich allein genommen, restlos geklärt; allerdings sind einige besonders typische wie *Ladinella* und die Sphinctozoen bisher nur aus dem Wettersteinkalk oder aus Äquivalenten davon bekannt. Es kommt hier aber gar nicht so sehr auf den Wert von Einzelobjekten an. Viel mehr besagt die ganze Assoziation. Und hier sind es immerhin ein Dutzend paläontologischer Indizien, die dem Dobratsch-Gipfelkalk und dem Wettersteinkalk gemeinsam sind. Dazu kommt nun das Fehlen jeglicher Fossilien, die im Dachsteinkalk in vergleichbarer Fazies zu erwarten wären, wie Korallen der Gattungen *Thamnasteria* und *Astraeomorpha,* oder so typische Leit-Formen wie *Alpinophragmium perforatum* Flügel, *Microtubus communis* Flügel, *Cheilosporites tirolensis* Wähner, *Triasina hantkeni* Majzon, Problematicum A Ohlen. — Der Dobratsch-Gipfelkalk muß deshalb als Wettersteinkalk eingestuft werden.

Die Auffassung Anderles über die Plateau-Kalke des Dobratsch ist so zu erklären, daß der Wettersteinkalk in Lagunenfazies aufgrund seiner Diploporen richtig erkannt wurde, daß jedoch der Wettersteinkalk in Riff-Fazies — der offenbar an Vertikalstörungen als unterer Anteil des Schichtpaketes zutage kommt — aufgrund seiner ganz anderen Fossilführung wie Dachstein-Riffkalk aussieht und deshalb auch so eingestuft wurde. Dazu muß man sagen, daß Anderles Ergebnis in der Beobachtung durchaus einen Fortschritt gegenüber den älteren Autoren darstellt, immerhin hat Anderle erstmals gesehen, daß hier zwei grundverschiedene Gesteinsfazies aneinandertreffen. Daß die Deutung der Riff-Fazies zu Dachsteinkalk tendierte, entsprach einer damals allgemein üblichen Gepflogenheit; bei einem Riffkalk, der reichlich Korallen und dazu überhaupt keine Diploporen enthielt, wurde im Zweifelsfall zwischen Wettersteinkalk und Dachsteinkalk zugunsten des letzteren entschieden.

Über den speziellen Fall des Dobratsch-Gipfelkalkes hinaus erscheint uns als Ergebnis der Untersuchungen wichtig, daß man mit mikropaläontologischen Methoden den Wettersteinkalk in seiner Riff-Fazies, also auch ohne Diploporen sicher einstufen kann. Die Größe der Fossilien und der methodische Aufwand ist auch nicht anders als im Fall eines Diploporen-Gesteins. Im Gelände genügt bereits eine Lupe mit zehnfacher Vergrößerung.

III. Zum geologischen Bau des Dobratsch-Massivs

(O. Kraus)

Mit der stratigraphischen Einstufung der Dobratsch-Gipfelkalke in das Ladin ergibt sich ein verändertes Bild des geologischen Baues dieses Bergmassivs. Da eigene neue Kartierungen nicht vorliegen, kann nur ein vorläufiger schematisierter Schnitt durch die Dobratsch-Südflanke gegeben werden (Abb. 2), der aber die Un-

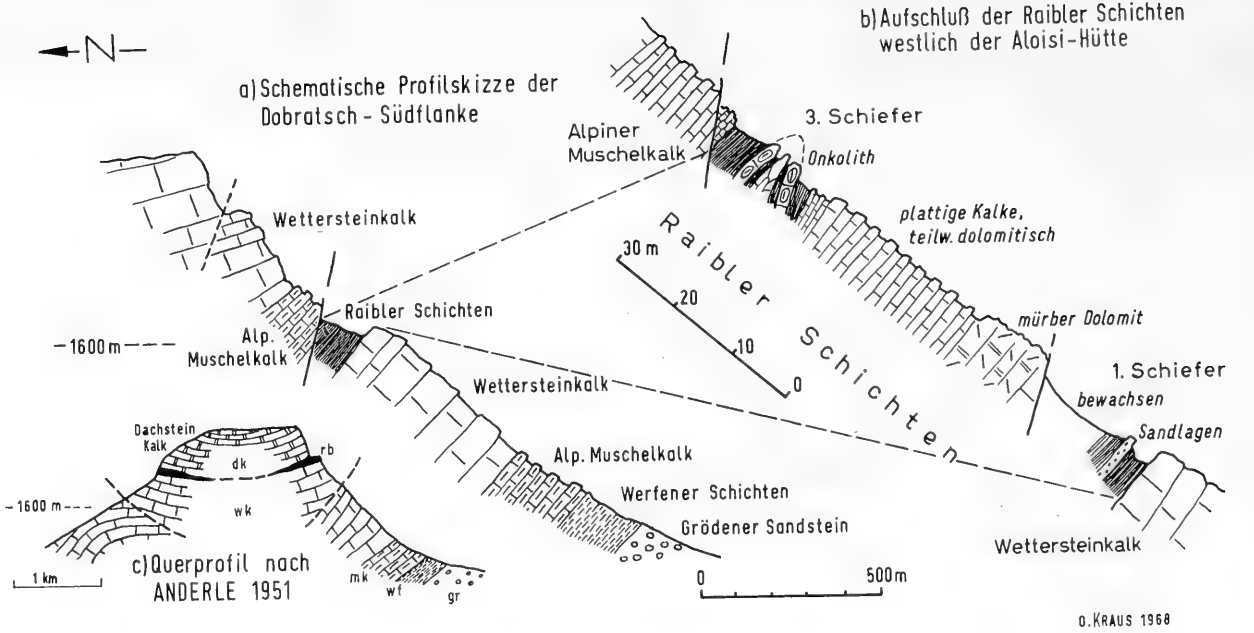


Abb. 2: Zum geologischen Bau des Dobratsch

terschiede zu der gleichfalls dargestellten Auffassung ANDERLES (1951) deutlich macht.

Die Schichtfolge des Dobratsch beginnt nach ANDERLE (1951, S. 197) in diesem Abschnitt mit Grödener Sandsteinen, deren transgressive und tektonisch gestörte Lagerung über dem bekannten Karbon von Nötsch weiter im Westen aufgeschlossen ist. Darüber legt sich die normale stratigraphische Abfolge von Werfener Schichten, Alpinem Muschelkalk und Wettersteinkalk. Innerhalb des Alpinen Muschelkalkes wurde vor einigen Jahren eine mehr als 100 m mächtige Tuffserie entdeckt, die PILGER & SCHÖNENBERG (1958, S. 205) beschrieben. Das dargestellte und bereits mehrfach erwähnte Raibler Profil setzt über dem Wettersteinkalk mit einem tektonisch reduzierten 1. Schieferhorizont ein. Bei den nach einer Störung folgenden Kalken und Dolomiten handelt es sich vermutlich um die 2. Karbonatgesteins-Serie. Der darüber liegende mächtige Onkolith-Horizont kennzeichnet den 3. Schieferhorizont sicher. Er ist im Meterbereich spezialgefaltet und bildet einen gut erschlossenen, nach Osten abtauchenden Sattelkern. Die Verfaltung ist nicht unmittelbar mit der darüber folgenden Verschuppungsstörung in Zusammenhang zu bringen und geht vermutlich unabhängig von ihr auf die starke seitliche Einengung dieses Gebietes zurück. Das Raibler Profil läßt sich nach Osten und Westen jeweils einige hundert Meter weit verfolgen und wird dann tektonisch unterdrückt. Mit einer steil nördlich einfallenden Störung legen sich gut gebankte, hell anwitternde Kalke auf die Raibler Schichten. Sie konnten an Hand ihres Fossilgehaltes in das Anis eingestuft werden (s. S. 269), gehören also dem Alpinen Muschelkalk an. Tuffitische Gesteine wurden in ihnen nicht entdeckt. Aufschlußreich ist, daß ANDERLE (1951) in der westlich streichenden Fortsetzung dieser Störung in den „Bösen Gräben" (Entfernung etwa 2,5 km) eine Schuppungsstörung einzeichnete, die ebenfalls ein größeres Vorkommen von Muschelkalk (Gutensteiner Kalk) innerhalb des Wettersteinkalkes zutage bringt. Vermutlich können beide Vorkommen miteinander verbunden werden.

Die ins Hangende folgenden Kalke sind nach den Ergebnissen der paläontologischen Untersuchung sämtlich dem Ladin zuzuzählen. Der normale Schichtverband des Wettersteinkalks wird am Plateau der Roßtratten von einer weiteren Vertikalstörung unterbrochen, die vermutlich den obersten Wettersteinkalk in Lagunenfazies (Algen, Loferite) gegen tieferes Ladin in Riff-Fazies (Korallen, Kalkschwämme, *Tubiphytes)* versetzt. ANDERLE hatte in diesem Plateau Raibler Schichten vermutet, die jedoch der beprobte Kabelgraben nicht freigelegt hat. Da das Dobratsch-Massiv von vielen ähnlichen Plateaus durchzogen wird, scheinen diese Störungen einem System anzugehören, das die komplizierte Tektonik dieses Gebietes entscheidend mitgestaltet haben dürfte.

Der Bau des Dobratsch entspricht also keiner relativ einfachen Synkline, wie sie ANDERLE (1951) in seinen Querprofilen darstellt (s. Abb. 2 c). Das geht auch, abgesehen von der unrichtigen stratigraphischen Einstufung der Gipfelkalke, daraus hervor, daß die Raibler Schichten der Nordseite lediglich auf Grund einer Vermutung in die Profile eingezeichnet wurden, für die aber, wie dieser Autor (1951,

S. 211) selbst erwähnt, der Geländebefund keine Hinweise liefert. Eine eingehendere tektonische Analyse des Dobratsch-Massivs wäre erst beim Vorliegen einer möglichst großmaßstäblichen Neukartierung vorzunehmen.

IV. Bemerkungen zum Faziesvergleich von Nordalpen und Drauzug

(O. Kraus und E. Ott)

Aus der paläontologischen Einstufung der Gipfelkalke des Dobratsch in das Ladin ergeben sich Konsequenzen für den Faziesvergleich von Nordalpen und Drauzug. Nachdem neuere Arbeiten die bisher als Dachsteinkalk geltenden Vorkommen der Nordkarawanken gleichfalls dem Ladin zuwiesen, kann man sagen, daß das Nor im gesamten Drauzug in einer Hauptdolomitfazies vorliegt. — Auch die Raibler Schichten sind nach den Untersuchungen von O. Kraus (1968) im Drauzug sehr gleichförmig ausgebildet. Die Profile des westlichen und östlichen Drauzuges unterscheiden sich nur geringfügig in ihrer Mächtigkeit, in der Ausbildung einiger Kalkbänke und im Sandgehalt. Die „nordalpine Faziesregel" Tollmanns hat also im Drauzug, wenn überhaupt, nur sehr beschränkte Geltung. Vor allem ist ein dem Kalkalpen-Südrand entsprechender Faziesübergang von Westen nach Osten aus einer Hauptdolomit-Fazies in eine Dachsteinkalk-Fazies im Drauzug nicht festzustellen.

Es sei darauf hingewiesen, daß in der Fazieskarte von Tollmann (1965, Abb. 1) die Hauptdolomitfazies im Drauzug auch schon weiter nach Osten vordringt als in den Nördlichen Kalkalpen, was Tollmann als „Rückläufigkeit" der Faziesentwicklung im Ostalpen-Südteil bezeichnet. Die Ausdehnung der Hauptdolomitfazies auf den gesamten Drauzug könnte also auch mit einer — allerdings sehr viel weiter gehenden — „Rückläufigkeit" erklärt werden. Aber damit würde auch das Argument entfallen, mit dem Tollmann (1963, 1965) einen unmittelbaren Zusammenhang von Drauzug und Südrand der Nördlichen Kalkalpen begründet hat, eben das in beiden Gebieten gleiche Faziesschema im Nor. Ein Zusammenhang wäre lediglich — wie schon zu Termiers Zeiten — aus der generellen Ähnlichkeit der Trias-Schichtfolgen herzuleiten.

Neben der einheitlichen Fazies im Nor des Drauzuges liefern auch noch Befunde aus dem Ladin und Karn neue Argumente für die Diskussion.

Zunächst zum Ladin. Hier ist für einen Faziesvergleich mit dem Südrand der Nördlichen Kalkalpen nicht die Dobratsch-Schichtfolge maßgeblich, sondern die erheblich anders geartete Entwicklung im nördlichen Drauzug (vgl. Abb. 3).

Für die Darstellung der ladinischen Faziesverteilung auf Abb. 3 wurde die Intern-Tektonik des Drauzuges entzerrt. Die Ausglättung erfolgte für den westlichen Drauzug an Hand der Querprofile von Bemmelens (1957, 1961, 1965), für die Nordkarawanken unter der Annahme eines mittleren Einengungsfaktors von 1,6. Außerdem wurde der relative Versatz der Nordkarawanken nach Südosten durch die Blattverschiebung der Drau-Mölltal-Störung in der Darstellung rückgängig gemacht (vgl. van Bemmelen & Meulenkamp 1965, Abb. 2). Die Unterlagen für die Zeichnung entstammen nur teilweise eigenen Beobachtungen; überwiegend sind sie der Literatur entnommen. Da für manche Gebiete des Drauzuges nur grobe Angaben über die Ausbildung des Ladins vorhanden sind, dürfte sich das dargestellte Bild noch wesentlich verfeinern lassen.

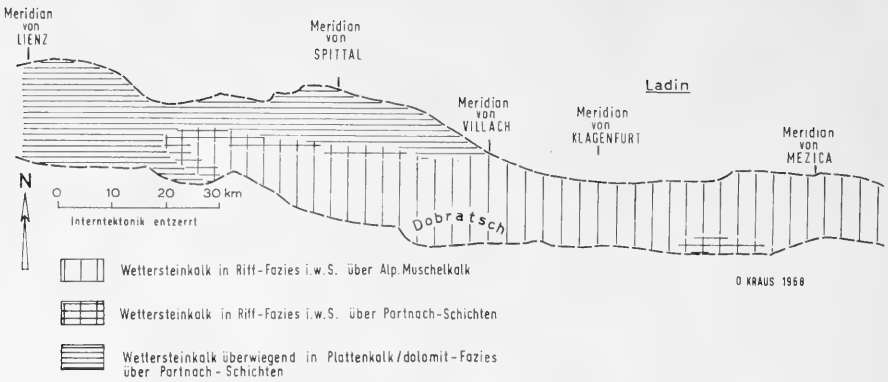


Abb. 3: Die Faziesverteilung im Ladin des Drauzuges. Die interne Faltungstektonik des Drauzuges wurde ausgeglättet, der relative Versatz der Nordkarawanken nach SE durch die Drau-Mölltal-Störung rückgängig gemacht.

Im Drauzug können zwei ladinische Faziesbereiche abgegrenzt werden: Den Osten und einen schmalen Südstreifen nehmen helle Kalke (nach Westen zunehmend Dolomite) ein, die sich als Riff-, Riffschutt- oder Lagunen-Bildungen eines ausgedehnten Riffkomplexes deuten lassen. Sie folgen — wie beispielsweise im Dobratsch-Gebiet — ohne Zwischenschaltung einer mergeligen Partnachfazies unmittelbar über Alpinem Muschelkalk (hier Gutensteiner Kalk). — Der Übergang in das Ladin der „Nordfazies" des Drauzuges ist im Meridian des Dobratsch sehr gut aufgeschlossen. Diese Fazies kennzeichnen mergelige, teilweise bituminöse, plattige Kalke und Dolomite. Ihr unterer Teil wird von partnachähnlichen Bildungen vertreten. Die Partnachschichten bestehen — im Unterschied zu den Nordalpen — nicht aus einer einigermaßen abgrenzbaren Schieferton-Folge, sondern setzen sich aus plattig gebankten, tonreichen Mergelkalken mit Zwischenlagen aus papierdünn spaltenden Mergeln zusammen. Dickere Schieferton-Lagen schalten sich erst in den nördlichsten Gebieten ein; mergelige Schichten können weit ins Ladin hinaufreichen. Diese Entwicklung läßt sich teilweise mit der gleichalten Arlberg-Fazies der westlichen Nordalpen — also einer „vorlandnahen" Randfazies (Harsch 1968, S. 103) — vergleichen.

Für die ladinische Nordfazies des Drauzuges gibt es, meridional gesehen, am Südrand der Nördlichen Kalkalpen keine analoge Entwicklung. — Der im Norden des Drauzuges zunehmende Tongehalt der ladinischen Profile weist zwar auf einen Übergang in die Fazies der Krappfeld-Trias weiter im Osten hin, die Tollmann (1965, Abb. 1) wiederum mit dem Aflenzer Faziesbereich der Nordalpen verbindet. Indessen könnte man auch eine fazielle Verwandtschaft zu den „Partnachschichten" der Radstädter Tauern (Pleisling-Fazies) geltend machen, die allerdings als „unterostalpine" Einheit allgemein nördlich der Nördlichen Kalkalpen beheimatet werden. Immerhin zeigen nach Schuler (1968, S. 25)

auch die Raibler Schichten in den Radstädter Tauern „erhebliche Anklänge an die Fazies am Kalkalpen-Südrand" und gemeinsame Merkmale mit der Raibler-Folge der Aflenzer Fazies.

Im letzten Satz wurden bereits Ergebnisse aus Raibler Schichten in die Diskussion gebracht. Und gerade aus diesem Schichtglied, das die Faziesverwandtschaft zwischen Drauzug und Nördlichen Kalkalpen am deutlichsten zu zeigen schien (Teller 1887), lieferten in jüngster Zeit sedimentologische und sedimentpetrographische Untersuchungen schwerwiegende Einwände gegen einen unmittelbaren ursprünglichen Zusammenhang beider Gebiete.

So erkannten Jerz (1966), Schuler (1968) und Harsch (1968) übereinstimmend, daß im Gebiet zwischen Rhein und Salzach ein Teil des klastisch-terrigenen Materials der Raibler Schichten aus südlichen Richtungen in den karnischen Ablagerungsraum der Nordalpen geschüttet wurde (s. Harsch 1968, Tafel 23). Für die karnischen Bildungen des westlichen Drauzuges konnte O. Kraus (1968) dagegen auf Grund von Schwermineral-Analysen, der Verteilung des terrigenen Materials und der Vermessung gerichteter Sedimentgefüge eine Materiallieferung aus nördlicher bis nordwestlicher Richtung rekonstruieren. Daraus läßt sich auf ein Liefergebiet im Norden des westlichen Drauzuges schließen, das bereits zur Zeit des Karns den Drauzug von den Nordalpen räumlich trennte. O. Kraus (1968, S. 159) nimmt an, daß diese Schwellenzone nach Osten verschwindet, so daß die Nordkarawanken hier mit dem Kalkalpen-Südrand über die Krappfeld-Trias und eventuell über das Stangalm-Mesozoikum und die Radstädter Tauern in einer breiten Meeresverbindung zusammenhingen. Nach dem bisherigen Stand der Untersuchungen erscheint es am plausibelsten, in dieser Schwellenzone inselförmige Abtragungsgebiete im Bereich des „Unter"- und „Mittelostalpins" zu sehen, die heute tektonisch überprägt und unkenntlich geworden sind[1]).

Es sei noch betont, daß sich für die Einordnung der penninischen Gesteine der Hohen Tauern nördlich der Nördlichen Kalkalpen hieraus keine neuen Gesichtspunkte ergeben. Am Tauernfenster ändert sich dabei nichts. Lediglich die Lage der verschiedenen Mesozoika innerhalb des gesamten Ostalpins kann neu diskutiert werden.

Hierzu kurz die Vorstellung, die Tollmann 1963 in seiner Ostalpensynthese bringt: Die ursprünglichen Ablagerungsräume der drei ostalpinen Einheiten liegen südlich der penninischen Tröge von Nord nach Süd in der Reihenfolge Unterostalpin, Mittelostalpin, Oberostalpin. Unterostalpin ist z. B. das Mesozoikum der Radstädter Tauern, mittelostalpin das Stangalm-Mesozoikum, oberostalpin sind die Nördlichen Kalkalpen plus Drauzug. Bei der Deckenüberschiebung über das heutige Tauernfenster hat sich die ursprüngliche Reihenfolge um-

[1]) Die Untersuchungen über die Paläogeographie des Karns sollen am Institut für Geologie der Technischen Hochschule München fortgesetzt werden. Sie lassen weitere Hinweise für die Lokalisierung der zentralalpinen Abtragungsgebiete erwarten.

gekehrt, wobei das Oberostalpin mit den Nördlichen Kalkalpen am weitesten nach Norden vorgestoßen ist, der gleichfalls oberostalpine Drauzug aber als Deckenrest im Süden zurückgeblieben ist.

Nach den oben geschilderten Befunden ergibt sich dagegen folgende Vorstellung als Arbeitshypothese: Die Nördlichen Kalkalpen und der Drauzug waren seit jeher getrennt. Dazwischen lagen die Ablagerungsräume der zentralalpinen Mesozoika (Unter- und Mittelostalpin), zur Zeit des Karn aber auch Abtragungsgebiete, die sowohl nach Norden in den Raum der Nördlichen Kalkalpen als auch nach Süden in den Raum des Drauzuges klastisches Material geliefert haben. Bei der Überschiebung über das Penninikum hat sich an den Lagebeziehungen innerhalb des Ostalpins nichts Wesentliches geändert; die zentralalpinen Mesozoika liegen heute — von enormen internen Verschuppungen abgesehen — immer noch relativ richtig zu den Nördlichen Kalkalpen, entsprechen also einem ursprünglich schon südlich davon gelegenen Sedimentationsraum.

In diesem Zusammenhang sei auch an die sedimentologischen Studien Sarntheins (1967) in der Mitteltrias der Umgebung von Innsbruck erinnert. Sie führten zu einer paläogeographischen Vorstellung, nach der die ladinischen Bildungen der Tarntaler Alpen (unterostalpin), der Kalkkögel (mittelostalpin) und des Karwendelgebirges (oberostalpin) um ein gemeinsames Partnachbecken zu gruppieren seien, dessen Lage sich durch die Rückführung der Ötztal-Masse längs der Silltal-Störung rekonstruieren ließe.

Abgesehen davon, daß die hierin angeführten Ergebnisse die räumliche Unterbringung des zentralalpinen Mesozoikums zwischen dem Drauzug und den Nördlichen Kalkalpen ermöglichen, erscheint für unsere Betrachtungen wesentlich, daß die „nordalpine" Drauzug-Fazies nicht in ein- und demselben Ablagerungsraum mit den Trias-Gesteinen der Nordalpen entstand. Dies Beispiel zeigt, daß auch in eigenständigen Teiltrögen fast gleichartige Bildungsbedingungen herrschen können, die dann zu einer ähnlichen Schichtausbildung in räumlich getrennten Gebieten führen. Derartige konvergente Entwicklungen erschweren die paläogeographische Rekonstruktion des alpinen Ablagerungsraumes bedeutend, vor allem, wenn sich die Analysen lediglich auf lithologische Schichtvergleiche stützen können.

Literatur

Anderle, N., (1951): Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und seine Beziehung zur alpin-dinarischen Grenze. — Jb. Geol. Bundesanst., **94**, 195—236, Wien

Anderle, N., (1966): Bericht 1965 über geologische Aufnahmen auf Blatt Arnoldstein (200) und Blatt Villach (201). — Verh. Geol. Bundesanst., **1966** (3), A 12—14, Wien

Anderle, N., (1967): Bericht 1966 über geologische Aufnahmen auf Blatt Arnoldstein (200) und Blatt Villach (201). — Verh. Geol. Bundesanst., **1967** (3), A 13—14, Wien

Bauer, F., (1966): Bericht 1965 über die Aufnahmen in der Hohen Petzen, Blatt Völkermarkt (204). — Verh. Geol. Bundesanst., **1966** (3), A 14—16, Wien

Bebout, D. G. & A. H. Coogan, (1964): Algal Genus *Anthracoporella* Pia. — Journ. Paleont., **38** (6), 1093—1096, Taf. 169, Menasha

Bemmelen, R. W. van, (1957): Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). — Jb. Geol. Bundesanst., **100**, 179—212, Wien

Bemmelen, R. W. van, (1961): Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). (Zweiter Teil). Die zentralen Gailtaler Alpen. — Jb. Geol. Bundesanst., **104**, 213—237, Wien

Bemmelen, R. W. van, (1966): The structural evolution of the Southern Alps. — Geologie en Mijnbouw, **45**, 405—444, Gravenhage

Bemmelen, R. W. van & J. E. Meulenkamp, (1965): Beiträge zur Geologie des Drauzuges (Kärnten, Österreich). (Dritter Teil). Die Lienzer Dolomiten und ihre geodynamische Bedeutung für die Ostalpen. — Jb. Geol. Bundesanst., **108**, 213—268, Wien

Böse, E., (1898): Beiträge zur Kenntniss der alpinen Trias. I. Die Berchtesgadener Trias und ihr Verhältniss zu den übrigen Triasbezirken der nördlichen Kalkalpen. — Z. dtsch. Geol. Ges., **50**, 468—586, Berlin

Bystrický, J., (1968): Die obertriadischen Dasycladazeen der Westkarpaten. — Geol. Sbornik, **18** (2), (1967), 285—309, 18 Taf., Bratislava

Cornelius, H. P., (1939): Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürztaler Kalkalpen. — Jb. Geol. Bundesanst., **89**, 27—175, 4 Taf., Wien

Croneis, C. & D. F. Toomey, (1965): Gunsight (Virgilian) Wewokellid Sponges and their Depositional Environment. — Journ. Paleont., **39**, 1—16, Taf. 1—7, Menasha

Elias, M. K., (1959): Referat über Rauzer-Chernousova 1951 (siehe dort). — Int. Geol. Review, **1**, 39—88, 1 Taf., (Americ. Geol. Inst.), Washington

Elliott, G. F., (1962): More microproblematica from the Middle East. — Micropaleontology, **8**, 29—44, Taf. 1—6, New York

Fabricius, F. H., (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. — 143 S., 27 Taf., 7 Tab., 14 Abb., (Brill), Leiden

Flügel, E., (1960): Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich). II. Untersuchungen über die Fauna und Flora des Dachsteinriffkalkes der Donnerkogel-Gruppe. — Verh. Geol. Bundesanst., **1960**, 241—252, Wien

Flügel, E., (1964): Mikroproblematika aus den rhätischen Riffkalken der Nordalpen. — Paläont. Z., **38**, 74—87, Taf. 8—9, Stuttgart

Flügel, E., (1966): Algen aus dem Perm der Karnischen Alpen. — Carinthia II, Sonderheft **25**, 76 S., 11 Taf., Klagenfurt

Flügel, E., (1967): Eine neue Foraminifere aus den Riff-Kalken der nordalpinen Ober-Trias: *Alpinophragmium perforatum* n. g., n. sp. — Senckenbergiana Lethaea, **48**, 381—402, 2 Taf., Frankfurt/Main

Flügel, E. & E. Flügel-Kahler, (1963): Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffes der nördlichen Kalkalpen (Sauwand bei Gußwerk, Steiermark, Österreich). — Mitt. Mus. Bergbau, Geol. Techn. Landesmus. „Joanneum", **24**, 128 S., 10 Taf., Graz

Flügel, H. W.: Sphinctozoa aus den Klobenwand-Kalken (Trias, Mürztaler Kalkalpen). — Sber. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, **176**, 61—63, 1 Taf., Wien

Frech, F., (1894): Die Karnischen Alpen. — 514 S., Halle

Geyer, G., (1901): Zur Tektonik des Bleiberger Thales in Kärnten. — Verh. Geol. Reichsanst., **1901**, 338—359, Wien

Harsch, W., (1968): Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten der nördlichen Kalkalpen zwischen Fernpaß und Rhein sowie verschiedener Vorkommen in Graubünden. — Diss. Techn. Hochschule, 150 S., 17 Abb., 30 Taf., München, unveröff.

Jerz, H. (1966): Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). — Geologica Bavarica, **56**, 1—102, München

Konishi, K., (1959): Identity of Algal genus *Tubiphytes* Maslov, 1956, and Hydrozoan genus *Nigriporella* Rigby, 1958. — Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N. S., **35**, 142, 1 Abb., Tokyo

Kraus, O., (1968): Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentpetrographische und paläogeographische Untersuchungen. — Unveröff. Diss. Techn. Hochschule, 182 S., 22 Taf., 54 Abb., München

Maslov, V. P. (1956): Die fossilen Kalkalgen der UdSSR. — Trudy geol. Inst., Akad. Nauk SSSR, **160**, 301 S., 86 Taf., (Russisch), Moskau. (In französischer Übersetzung: Traduction No. 3517, Bureau Rech. Géol. Min., Paris)

Mojsisovics, E. von, (1872): Ueber die tektonischen Verhältnisse des erzführenden Trias-Gebirges zwischen Drau und Gail (Bleiberg, Kärnten). — Verh. Geol. Reichsanst., **1872**, 351—353, Wien

Newell, N. D., (1955): Depositional Fabric in Permian Reef Limestones. — Journ. Geol., **63**, 301—309, Taf. 1—8, Chicago

Newell, N. D.; Rigby, J. K.; Fischer, A. G.; Whiteman, A. J.; Hickox, J. E. & J. S. Bradley (1953): The Permian reef complex of the Guadalupe Mountains region, Texas and New Mexico. — 236 S., 32 Taf., (Freeman) San Francisco

Ohlen, H. R., (1950): The Steinplatte Reef Complex of the Alpine Triassic (Rhaetian) of Austria. — Unveröff. Diss. Univ. Princeton, 123 S., 20 Taf., Princeton

Ott, E., (1966): Zwei neue Kalkalgen aus den Cassianer Schichten Südtirols. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **6**, 155—166, Taf. 13—14, München

Ott, E., (1967): Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., N. F., **131**, 96 S., 10 Taf., München

Ott, E., (1967 a): Dasycladaceen (Kalkalgen) aus der nordalpinen Obertrias. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **7**, 205—226, Taf. 12—13, München

Pantić, S., (1967): Trijaski mikrofosili severozapadne Crne Gore. — Bull. Géol., Inst. géol. Montenegro, **5**, 89—99, 5 Taf., Titograd

Pilger, A. & R. Schönenberg, (1958): Der erste Fund mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten). — Z. dtsch. Geol. Ges., **110**, 205—215, Hannover

Ramovš, A. & V. Kochansky-Devidé, (1965): Die Entwicklung des Jungpaläozoikums in der Umgebung von Ortnek in Unterkrain. — Slov. Akad. Znan. Umetn., Razprave **8**, 319—416, 18 Taf., Ljubliana

Rauzer-Chernousova, D. M., (1951): Facies of Upper Carboniferous and Artinskian Deposits in the Sterlitamak-Ishimbaevo Region of the Pre-Urals, based on a Study of Fusulinids. — Akad. Nauk SSSR, Trudy geol. Inst., **119**, Ser. Geol., 108 S., Moskau (Russisch)

Rigby, J. K., (1958): Two new Upper Paleozoic Hydrozoans. — Journ. Paleont., **32**, 583—586, Taf. 86, Menasha

Scheiber, H., (1967): Geologie der Jauernik-Gruppe (Karawanken, Kärnten). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **17**, 169—196, Wien

Schuler, G., (1968): Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen). — Erlanger geol. Abh., **71**, 60 S., 4 Taf., Erlangen

Sieber, R., (1937): Neue Untersuchungen über die Stratigraphie und Ökologie der alpinen Triasfaunen. I. Die Fauna der nordalpinen Rhätriffkalke. — N. Jb. Miner. etc. Beil.-Bd. **78**, B, 123—188, Taf. 2—5, Stuttgart

Spengler, E., (1920): Zur Stratigraphie und Tektonik der Hochschwabgruppe. — Verh. Geol. Staatsanst., **1920**, 49—60, Wien

Teller, F., (1887): Die Triasbildungen der Kosuta und die Altersverhältnisse des sogenannten Gailthaler Dolomits des Vellachthales und des Gebietes von Zell in den Karawanken. — Verh. Geol. Reichsanst., **1887**, 261—268, Wien

Teller, F., (1896): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 75 000 von Österreich, Zone 19, 20, Col. XI, XII, (Ostkarawanken und Steiner Alpen). Wien
Teller, F., (1898): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 75 000 von Österreich, Zone 20, Col. XI, SW-Gruppe Nr. 83. Eisenkappel und Kanker. Wien
Termier, P., (1903): Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. — Bull. Soc. Géol. France, 4. Sér., **3**, 711—765, Paris
Tollmann, A., (1963): Ostalpensynthese. — 256 S., Beil., Wien
Tollmann, A., (1965): Faziesanalysen der alpidischen Serien der Ostalpen. — Verh. Geol. Bundesanst., Sonderh. G, 103—133, Wien, zugleich in: Z. dtsch. Geol. Ges., **116**, 359 bis 389, Hannover
Zankl, H., (1968): Der Hohe Göll — Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. — (Im Druck als Abh. Senckenberg. Naturf. Ges., Frankfurt a. M.)

Tafelerklärungen

Die Dünnschliffe sind unter der angegebenen Nummer in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10, aufbewahrt.

Tafel 17

Tubiphytes obscurus Maslov

Fig. 1: Exemplare aus dem Gipfelkalk des Dobratsch. Spinnwebiges Netzwerk umschließt größere ovale Hohlräume (links oben) und dünne Zentralkanäle (Exemplar rechts). Das rechte Exemplar ist von sessilen Foraminiferen bewachsen, eine Kammer steht isoliert, 3 überlappen sich dachziegel-artig (vgl. S. 279). 8,5fach. Schliff G 1030 a/68

Fig. 2: Exemplare aus dem Wettersteinkalk des Wilden Kaiser (Tirol), zum Teil mit Zuwachszonen. 7fach. Schliff G 1038 a/68

Tafel 18

Fig. 1—6: *Ladinella porata* n. g., n. sp.
aus verschiedenen Lokalitäten der alpinen Mitteltrias

Fig. 1: Querschnitt (unten) und Tangentialschnitt. Wettersteinkalk, Hafelekarspitze (Karwendel), 33fach, Schliff G 1039 a/68

Fig. 2: Längsschnitt, auf sessiler Foraminifere aufgewachsen. Cipit-Kalk-Block, Stuores-Wiesen bei St. Cassian, Südtirol. 50fach, Schliff G 1041 a/68

Fig. 3: Querschnitt, umrindet von Stromatolith-Algenkrusten. Cipitkalk, wie Fig. 2, gleicher Schliff, 50fach

Fig. 4: Längsschnitt, Holotyp. Wettersteinkalk, Hafelekarspitze (Karwendel), gleiches Handstück wie Fig. 1. 50fach, Schliff G 406 a/67

Fig. 5: Schrägschnitt, von Stromatolith-Algenkrusten umwuchert. Dobratsch-Gipfelkalk, 50fach. Schliff E 122 a/68

Fig. 6: Schräger Querschnitt, Wettersteinkalk, Jovenspitze (Zahmer Kaiser, Tirol), 50fach, Schliff G 1040 a/68

Fig. 7—9: Röhrchen im Riff-Detritus

Fig. 7: Gebogene und verzweigte Röhrchen, Dobratsch-Gipfelkalk, 33fach, Schliff G 1031 a/68

Fig. 8: Gerade Röhrchen, Längs- und Querschnitte, Dobratsch-Gipfelkalk, 33fach, Schliff G 1032 a/68

Fig. 9: Längsschnitt, Dobratsch-Gipfelkalk, 33fach, Schliff 1030 a/68

Tafel 19

Fig. 1—4: *Lamellitubus cauticus* n. g., n. sp.
aus dem Dobratsch-Gipfelkalk

Fig. 1: Schräger Schnitt durch eine Verzweigung (rechts Schliffrand). Man sieht die verzweigten und teils verknitterten Lamellen der Röhrenwand im Tangentialschnitt und im Längsschnitt. Am unteren Bildrand erscheint ein Querschnitt, der wohl ebenfalls aus einer Verzweigung des gleichen Exemplares stammt. 18fach, Schliff G 1034 a/68

Fig. 2: Schräger Längsschnitt, Holotyp. Erkennbar die Auskleidung der Innenwand. 17fach, Schliff G 1033 a/68

Fig. 3: Schräger Querschnitt, 19fach. Schliff G 1031 a/68

Fig. 4: Schräger Längsschnitt, 11fach. Schliff G 1035 a/68

Fig. 5: Gebogenes Röhrchen aus *Tubiphytes*-Geflecht hervorwachsend. Links Querschnitt eines Röhrchens im Detritus. Dobratsch-Gipfelkalk, 33fach, Schliff G 1032 a/68

Fig. 6: *Uvanella irregularis* Ott. Ungleich dicke Kammerwände, Vesiculae im Kammerlumen. Dobratsch-Gipfelkalk, 19fach, Schliff G 1036 a/68

Tafel 20

Sphinctozoa aus dem Dobratsch-Gipfelkalk. Dünnschliffe direkt als photographische Negative benutzt, vertauschte Helligkeitswerte.

Fig. 1: *Dictyocoelia manon* (Münster), schräger Längsschnitt durch 4 Kammern. Reticuläres Füllgewebe mit kleinen Vesiculae in den Kanälchen, Zentralrohr in der 2. Kammer schräg durchschnitten. Rechts und links oben Anschnitte von *Ladinella porata* (umkristallisiert); die hier weißen Flecken am linken Bildrand oben und unten sind Anschnitte von *Tubiphytes obscurus*. 7,5fach, Schliff 1423 a/68

Fig. 2—4: *Vesicocaulis carinthiacus* n. sp.

Fig. 2: Schräger Längsschnitt, Holotyp. Aufeinander reitende, halbkugelige Kammern mit dünner Primärwand und wandparallelen Vesiculae-Schleiern. Zentralrohr-System aus 5 Röhren schräg durchschnitten, die reticuläre Umhüllung desselben ist auf halber Höhe des Stämmchens gut erkennbar. Rechts unten in der untersten Kammer ist ein Seitenast des Zentralrohr-Apparates angeschnitten. Im Kammerlumen und auch in den zentralen Röhren sind zahlreiche Vesiculae eingezogen. 9fach, Schliff G 1037 a/68

Fig. 3: Schrägschnitt und Querschnitt. 7fach, Schliff E 123 a/68

Fig. 4: Schräger Längsschnitt, 4 zentrale Röhren. 7,5fach, Schliff G 1034 a/68

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 8 | 291—304 München, 15. 12. 1968

Sedimentstrukturen und Fossileinbettung in untertithonischen Kalken von Kelheim in Bayern

Von Gerhard Schairer, München[1])

Mit 13 Abbildungen

Zusammenfassung

Es werden Sedimentstrukturen und Formen der Fossileinbettung aus der geschichteten Fazies des Untertithon von Kelheim beschrieben. Die Sedimente sind als „allodapische Kalke" (Meischner 1964) zu bezeichnen. Große Ähnlichkeit mit diesem Vorkommen besitzen die Plattenkalke von Nusplingen (Württ.).

Summary

Sedimentary structures and modes of burial of fossils from the layered facies of the Lower Tithonian of Kelheim (E Bavaria) are described. The sediments must be defined as „allodapic limestones" (Meischner 1964). Thin bedded limestones from Nusplingen (Württemberg) are very similar in facies to those of Kelheim.

Inhalt

Einleitung 291
Gesteine 292
Sedimentstrukturen 293
Fossileinbettung 300
Vergleich mit anderen Vorkommen 303
Schlußfolgerungen 303
Schriftenverzeichnis 304

Einleitung

Auffallend ist die große Menge Detritus, vor allem Bruchstücke organogener Hartteile, die am Aufbau der untertithonischen Schichten von Kelheim beteiligt ist. Das klastische Material ist ungleichmäßig verteilt; es ist in Lagen und Bänken angereichert. Der Wechsel von grob- und feinkörnigen Kalken und Sedimentstrukturen legen eine Deutung der Gesteine als „allodapische Kalke" (Meisch-

[1]) Dr. Gerhard Schairer, Institut für Paläontologie und historische Geologie, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10/II.

NER 1964) nahe, das Fehlen von Infauna und makroskopischem Benthos läßt auf ungünstige Lebensbedingungen schließen. Der Gehalt an Detritus unterscheidet das Untertithon von Kelheim von dem des Gebietes Solnhofen-Eichstätt. Große Ähnlichkeit besteht mit den Plattenkalken von Nusplingen (Württ.), die gleiche Sedimentstrukturen aufweisen. Die Entstehungsbedingungen dürften für beide Vorkommen die gleichen gewesen sein.

Die Arbeiten werden im Rahmen des Programms „Sedimentforschung" (Solnhofener Plattenkalke) der Deutschen Forschungsgemeinschaft durchgeführt. Für die finanzielle Unterstützung soll an dieser Stelle der Deutschen Forschungsgemeinschaft besonders gedankt werden. Herrn Dr. K. W. BARTHEL möchte ich für zahlreiche wertvolle Hinweise und Aussprachen sehr herzlich danken.

Gesteine

Die geschichtete Fazies des Untertithon von Kelheim besteht aus einer Wechselfolge von Bank- und Plattenkalken, in die sich gegen das Hangende „Papierschiefer" einschalten. Die Gesteine enthalten einen hohen Anteil an klastischem Material. Dieses ist ungleichmäßig verteilt, so daß fein- und grobkörnige, mikritische und sparitische Schichten wechsellagern. Es gibt reine Mikrite, vor allem in den höheren Teilen der erschlossenen Profile; meist enthalten die mikritischen Lagen aber größere oder kleinere Mengen an Detritus verschiedener Korngröße. Übergänge zu Spariten sind vorhanden. Eine Gradierung des gröberen Anteils der Gesteine ist häufiger zu beobachten. So können übereinanderliegende Platten oder Bänke aus einer Folge gradierter Lagen bestehen, dünne Platten aus einer Lage, dickere aus einer oder mehreren. Die Trennflächen zwischen den einzelnen Einheiten entsprechen ungefähr den Grenzen der gradierten Schichten. Feinschichtung, hervorgerufen durch dünne, helle, mehr oder weniger flaserige, wellige Bänder, ist häufig. Zum Teil enthalten diese gröberes Material als die umgebenden dunkleren Lagen.

Sparite sind als dünnere Lagen in Mikrite eingeschaltet oder bilden selbständige, dickere Bänke, die in plattige oder gebankte, feinkörnige Kalke eingeschaltet sind. Die Korngröße ist sehr variabel. Die Sortierung ist unterschiedlich, bei grobem Korn ist sie geringer als bei feinerem. Gradierung ist häufig, besonders in dickeren Bänken. In den sparitischen Lagen ist eine Schichtung nicht zu erkennen.

Das detritische Material nimmt an Menge und Korngröße vom Liegenden zum Hangenden der Profile ab. In den höheren Teilen der Profile finden sich nur noch vereinzelt Lagen, die überwiegend aus Detritus bestehen, meist ist das klastische Material nur lose in die einzelnen Schichten eingestreut. Der Detritus besteht vor allem aus Resten organogener Hartteile. Anorganisches Material, Intraklaste, Quarzkörner, Ooide, tritt dagegen gewöhnlich zurück. Der Durchmesser der Komponenten reicht von mehreren cm an abwärts, eine Häufung findet sich im arenitischen Bereich (0,06—4 mm). Die einzelnen Partikel sind im allgemeinen kantengerundet oder eckig. Nur weißliche, mehr oder weniger unregelmäßig geformte Knöllchen ohne oder mit undeutlicher, unregelmäßiger konzentrischer Innenstruktur, die z. T. sehr häufig sind, sind stärker gerundet.

Ooide mit deutlicher konzentrischer Anlagerung sind selten. Ein Teil der Partikel ist umkrustet von dichtem, meist strukturlosem, weißlichem Material, das dem der oben erwähnten Knöllchen ähnelt. Gelegentlich läßt sich eine feine Lamellierung parallel zur Kornoberfläche beobachten. Bewuchs mit Algen, Foraminiferen und Serpeln ist vorhanden. Größere Schalenbruchstücke können angebohrt sein.

An einzelnen Komponenten konnten unterschieden werden: Quarzkörner (meist kantengerundet); Intraklaste aus verschiedenen Gesteinen; Bruchstücke schon verfestigter Gesteine (eckig bis kantengerundet, deutlich gegen die Umgebung abgegrenzt); Ooide; Onkoide; abgerundete, weißliche Partikel meist ohne Innenstruktur; Algenbruchstücke *(Thaumatoporella, Lithocodium, Cayeuxia);* Gebilde koprogener Herkunft *(Favreina);* Foraminiferen (verschiedene agglutinierende Formen; Milioliden; häufig *Trocholina* und *Spirillina);* Schwammreste (insbesondere verschiedenartige Spicula: Styl, Protriaen, Oxycaltrop, Rhax, Sterraster; *Eusiphonella, Corynella);* Bruchstücke von Hydrozoen *(Burgundia, Actinostromaria)* und Korallen; Reste von Brachiopoden (häufig) und Bryozoen; Fragmente von Pelecypoden, Gastropoden und Ammoniten; einzelne Ostracoden; häufig Bruchstücke von Echinodermen (Seeigel, Ophiuren, Saccocomen) und Reste von Fischen.

Sedimentstrukturen

Gradierung. Gradierte Lagen sind recht häufig. Ihre Mächtigkeit schwankt im mm- bis dm-Bereich. Es lassen sich zwei Arten gradierter Folgen unterscheiden:

1. Schichten, die im wesentlichen aus Detritus bestehen und z. T. als Sparite vorliegen. Die Korngröße kann cm-Beträge erreichen, ist in den einzelnen Abfolgen aber verschieden. Die Sortierung ist um so besser, je geringer der maximale Korndurchmesser ist. Längliche Elemente wie Bruchstücke von Zweischalern sind meist mehr oder weniger horizontal eingelagert, oft kann man die Lage „gewölbt unten" beobachten. Die Lagen setzen meist mit scharfer Untergrenze ein. Das Maximum der Korngröße liegt häufig nicht an der Basis der Bank, sondern etwas höher. Über der gradierten Schicht folgt mit mehr oder weniger scharfer Grenze überwiegend feinkörniges Material. Darüber lagern entweder feinkörnige, plattige bis gebankte Kalke, oder es folgt eine weitere gradierte Lage, gewöhnlich mit anderer Korngröße als die liegende.

2. Schichten, die im wesentlichen aus Mikrit bestehen, in dem feiner Detritus schwimmt. Sie sind im allgemeinen geringmächtig, einige mm bis wenige cm dick. Die Untergrenze ist mehr oder weniger deutlich, die Obergrenze verschwimmt. Größe und Menge der einzelnen Körner nimmt nach oben ab. Der oberste Teil der Lage enthält z. T. keinen Detritus. Längliche Bruchstücke sind meist horizontal eingelagert, oft „gewölbt unten".

Das häufige Auftreten gradierter Lagen weist daraufhin, daß ein erheblicher Teil der Sedimente aus Suspensionsströmen oder -wolken abgesetzt wurde. Die

unterschiedliche Menge an Detritus in den einzelnen Abfolgen kann verschiedene Ursachen haben.

1. Die Suspensionsströme sind von ihrem Beginn an mit verschiedenen Mengen an klastischem Material beladen.

2. Durch Verringerung der Geschwindigkeit der Suspensionsströme fällt der Detritus nach und nach aus. Es bilden sich nach der Seite und oben feinerkörnige Gesteine (laterale und vertikale Gradierung). Letztlich können so reine Mikrite entstehen. Lange in Schwebe bleibende feinste Kalkpartikel können dazu unter günstigen Bedingungen (Kalkübersättigung) zur anorganischen Ausfällung von Kalk führen. Das Sediment soll ungeschichtet und infolge rascher Sedimentation arm an eingeschlossenen Fossilien und organischer Substanz sein (Meischner 1967, S. 467). Ein Teil der vorliegenden Gesteine kann auf diese Weise entstanden sein.

Strömungswülste (flute casts). Abb. 1. Nach Plessmann (1961, S. 514 ff.) sind längliche Gebilde an der Unterseite der Platten, die an einem Ende mehr oder weniger spitz beginnen, sich ziemlich rasch verbreitern und verdicken und am anderen Ende allmählich verflachen und verschmälern als Strömungswülste zu bezeichnen. Solche Gebilde wurden im Steinbruch SW Kapfelberg (r 98100 h 20680) in mehreren Lagen beobachtet. Die Ränder können unterschnitten sein, die Unterseite ist oft durch kleine Vertiefungen gegliedert. Die Länge variiert im cm- bis dm-Bereich, ebenso ist die größte Tiefe verschieden. Die Wülste hängen seitlich mit Lagen gröberen Materials zusammen. Diese können nach der Seite stark an Mächtigkeit abnehmen, sogar ganz auskeilen. Die Lage kann dann noch durch einzelne gröbere Körner bezeichnet sein. Das gröbste Korn findet sich an der dicksten Stelle des Wulstes, nach der Seite nimmt die Korngröße ab (laterale Gradierung). Im Bereich des Strömungswulstes liegt das gröbste Material häufig nicht an dessen Unterseite, sondern etwas darüber. In den hangenden Teilen läßt sich des öfteren eine vertikale Gradierung fest-

---

Abb. 1: Strömungswülste. a) Querschnitt. Der linke Rand der Vertiefung ist unterschnitten. Die gröbsten Partikel liegen im mittleren Teil des Strömungswulstes. b) Längsschnitt durch ein anderes Stück. Längliche Körper sind horizontal eingelagert. Steinbruch SW Kapfelberg (r 98100 h 20680).

Abb. 2: Strömungsrippeln. Über einer horizontal geschichteten folgen zwei schräg geschichtete Lagen, die durch ein schmales, dunkleres Band (a—a) getrennt sind. Darüber liegt eine feindetritische Schicht (punktiert). Steinbruch Kelheim-Hohenpfahl (r 91340 h 18480).

Abb. 3: Erosionsrippeln. Mikritische Lagen mit Detritus (Punkte) und feinen Tonschmitzen (dünne Striche) werden durch eine unregelmäßig wellige Oberfläche begrenzt, über der eine gradierte Schicht folgt (schraffiert: Intraklaste). Die wellige Oberfläche stellt eine Erosionsfläche dar. Schwarz: Fossilreste. Aufschluß Kelheimwinzer (r 93610 h 20260).

stellen. Schichten unter den Strömungswülsten fehlen in deren Bereich. Es handelt sich somit bei diesen Marken um Erosionsformen. Nach PLESSMANN (1961, S. 523) zeigen die spitzen und unvermittelt einsetzenden Enden stromaufwärts.

Stoßmarken (impact casts). Auf mehreren Platten aus verschiedenen Profilen sind längliche (bis etwa 2 cm lang und 1 cm breit), gelegentlich rundliche Vertiefungen zu beobachten. Eine Seite ist gewöhnlich stärker vertieft als die andere. Die Gruben können von einem Sedimentwulst umgeben sein, der an der

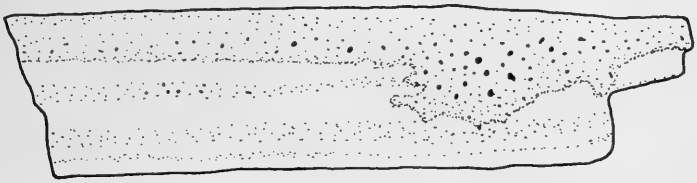


Abb. 1a

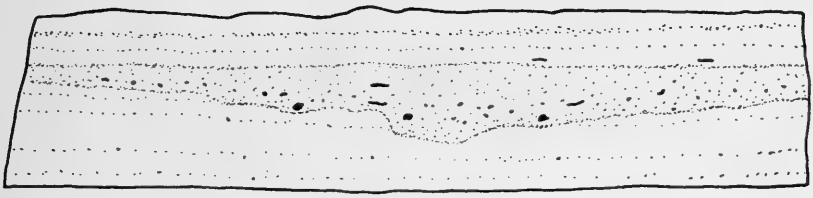


Abb. 1b

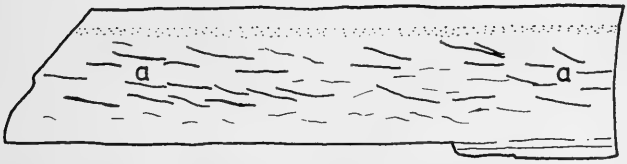
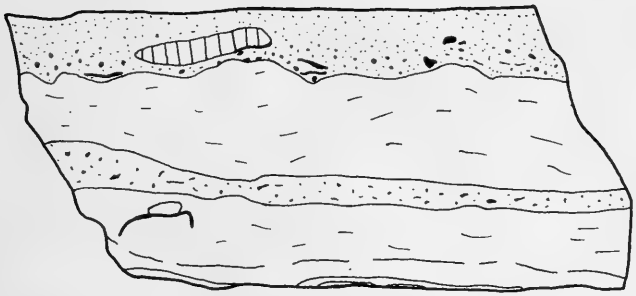


Abb. 2



5 cm

Abb. 3

schmalen Seite, an der sich die tiefste Stelle befindet, besonders deutlich ist. Seine Höhe ist geringer als die Tiefe des Eindrucks. Im Vertikalschnitt machen sich die Vertiefungen durch Störung der Schichtung bemerkbar. Die betroffenen Lagen sind unterbrochen, die liegenden können etwas eingedellt sein, die hangenden zeichnen das entstandene Relief nach, das rasch zugefüllt wird. Wie Messungen ergaben, sind die Gruben in bestimmter Weise orientiert (Abb. 11). Solche gerichteten Marken können entstehen, wenn durch Suspensionsströme gröberes Material über einen noch verformbaren Untergrund transportiert wird und einzelne Partikel sich in diesen einschneiden. Sie werden als Stoßmarken bezeichnet. Der tiefste Teil liegt stromabwärts (Plessmann 1961, S. 509 ff.). Auf einer Platte aus einem Aufschluß W Herrnsaal (R 95 000 h 19 600) finden sich in einzelnen Gruben Reste von *Saccocoma,* die in diesem Fall die in den Untergrund einschneidenden Körner waren. Andere *Saccocoma*-Individuen liegen etwa parallel zu den Vertiefungen, was einen Zusammenhang zwischen der Entstehung der Eindrücke und der Einregelung der Saccocomen nahe legt.

Strömungsrippeln (Abb. 2). Auf dem Anschliff eines Handstücks aus dem Steinbruch Kelheim-Hohenpfahl (r 91 340 h 18 480) ist eine feine Lamellierung zu beobachten, die schräg zu den Plattenflächen verläuft. Sie wird durch dünne, helle Bänder gekennzeichnet. Diese setzen sich aus kleineren, häufig gebogenen, sich manchmal übergreifenden Einzelstücken zusammen. Es sind zwei schräggeschichtete Lagen zu erkennen, die durch eine schmale, dunklere, ungeschichtete getrennt sind. Darüber folgt mit geringem Abstand eine feindetritisch erscheinende Schicht, darunter eine horizontal feingeschichtete. Ähnliches beschreibt Janicke (1967, S. 22 f.) von Pfalzpaint und führt die Entstehung auf Rippelschichtung zurück. Im Schliff gibt sich die Schrägschichtung durch geneigte, an gröberem Detritus reichere Lagen zu erkennen, zwischen denen Bereiche mit weniger und feinerem Detritus liegen. Die dunklere Zwischenschicht macht sich durch horizontal angereichertes, feineres klastisches Material bemerkbar. In der hangenden detritischen Lage sind Felder ohne oder mit feinem Detritus zu beobachten, die durch Ketten gröberen Materials umsäumt werden. Es besteht die Möglichkeit, daß auch hier Rippelschichtung vorliegt. Der Rippelabstand ist jedoch wesentlich geringer als in den tieferen Lagen.

Erosionsrippeln. Auf Platten von Kelheimwinzer (r 93 610 h 20260) sind breite, wenig tiefe, unregelmäßige, etwas gebogene Rinnen zu beobachten, zwischen denen ziemlich breite, flache Erhebungen stehen. Aus dem Vertikalschnitt ergibt sich, daß die Rinnen eingetieft und wieder ausgefüllt wurden. Sie lassen sich mit Formen vergleichen, die Reineck (1961, S. 57) als Erosionsrippeln bezeichnet. Sie werden auch von Janicke (1967, S. 22 f.) von Pfalzpaint angeführt.

Ebenfalls dürfte die in Abb. 3 gezeigte Struktur aus dem gleichen Aufschluß (Kelheimwinzer) dazu gehören. Eine mikritische Lage wird nach oben durch eine unregelmäßig wellige Linie begrenzt, über der eine gradierte Schicht folgt. Wie aus dem Liegenden zu ersehen ist (Verbiegung einer Schichtung, die durch eingelagerte feine Tonschmitzen angedeutet wird), ist das Sediment gerutscht, wodurch

die wellige Oberfläche erzeugt worden sein konnte. Die angedeutete Schichtung läßt erkennen, daß zumindest die endgültige Form der Oberfläche nicht durch Sedimentgleitung hervorgerufen wurde. Möglicherweise hat der Suspensionsstrom, der die gradierte Schicht absetzte, ein als Folge der Rutschung vorhandenes Relief überarbeitet.

Aufarbeitung. Im Detritus finden sich immer wieder größere und kleinere Gesteinsbruchstücke verschiedener Form und verschiedenen Materials. Sie sind im allgemeinen etwas zugerundet, seltener eckig. Man kann häufig beobachten, daß Körner des umgebenden Sediments in die Gerölle hineingedrückt wurden. Das Gestein war, als es aufgearbeitet und wieder abgelagert wurde, noch verformbar. Die kantigen Gesteinsbrocken dagegen bestanden aus schon stärker verfestigtem Material, da sie keine Beeinflussung durch das umgebende Sediment zeigen.

In einer Gesteinsprobe aus dem Steinbruch SW Kapfelberg (r 98 100 h 20 680) finden sich in einer Lage Schollen eines feinkörnigen, feingeschichteten Sediments angereichert (Abb. 4). Ähnliche Gesteine können im Liegenden und Hangenden auftreten. Die einzelnen Bruchstücke sind gegeneinander verstellt und häufig an den Enden ausgefranst. Partikel des umgebenden Sediments sind in die Schollen hineingedrückt. Die Schollenlage ist in eine gradierte Schicht, etwa in deren Mitte, eingeschaltet. Ähnliches beschreibt Plessmann (1961, S. 525 ff.) aus dem Flysch des Rojatals nördlich Ventimiglia. Schieferbrochen von z. T. erheblichem Ausmaß (bis 3 m lang) sind in gradierte Sandsteine eingelagert. Nach Plessmann sind die Gesteinsbrocken von weiter her transportiert worden. Eine Verfrachtung durch strömendes Wasser wird ausgeschlossen. Es ist wohl an Transport in Suspensionsströmen zu denken.

Gewöhnlich sind die Gesteinsbruchstücke ziemlich klein (Durchmesser 1—2 cm), doch finden sich auch größere Einschlüsse. Aus dem Steinbruch SW Kapfelberg (r 98 100 h 20 680) stammt ein Handstück, das einen Brocken von 4 x 4 x 10 cm enthält (Abb. 5). Er ist etwas zugerundet und läßt eine deutliche Schichtung erkennen. Zahlreiche Körner des umgebenden Sediments sind in ihn hineingedrückt. Der Gesteinsbrocken liegt in einer gradierten Schicht, deren höhere Teile Anlagerungsgefüge zeigen. Das Gestein des Brockens unterscheidet sich etwas von den umgebenden Sedimenten. Da in der Nähe keine Aufarbeitung zu beobachten ist, ist anzunehmen, daß das Bruchstück aus größerer Entfernung hergebracht wurde. Das transportierende Medium dürfte der Suspensionsstrom gewesen sein, der die einschließende Lage absetzte.

Subaquatische Rutschungen. Diskordanzen, Verbiegung von Schichtpaketen, Runzelung von Plattenoberflächen und Sedimentzerreißung als Folge subaquatischer Rutschungen konnten in allen untersuchten Steinbrüchen und in verschiedenen Horizonten beobachtet werden. Ein Teil der dickeren Bänke verdankt seine Entstehung Sedimentbewegungen. Die Unstetigkeitsflächen, an denen sie hätten aufspalten können, wurden durch Gleitung verbogen, zerrissen und damit unwirksam gemacht. Reste der Schichtung sind gewöhnlich angedeutet.

Abb. 6 zeigt ein Beispiel für Sedimentzerreißung (Aufschluß Kelheimwinzer [r 93 610 h 20 260]). Die unteren, mikritischen Lagen sind gerutscht, wodurch unregelmäßige Taschen und Spalten im Sediment entstanden. Das Relief wurde etwas überprägt und mit detristischem Material verfüllt. Bemerkenswert ist eine gewisse Gradierung des Sediments in den Taschen und Spalten.

Runzelung von Plattenoberflächen finden sich in verschiedenen Horizonten, zwischen denen Schichten liegen, die keine Veränderung der Oberflächen zeigen. Die Runzeln weisen meist eine steile und eine flache Seite auf. Sie sind gewöhnlich in kleinere, mehr oder weniger bogenförmige Abschnitte aufgelöst. Sie halten nur über kurze Strecken aus und verblassen nach der Seite. Meist differieren die Richtungen der Runzeln nur um geringe Beträge. Des öfteren biegt eine Runzel allmählich in eine andere Richtung um, die einen spitzen Winkel mit der vorigen bildet. Gelegentlich überlagern sich verschiedene Systeme von Runzeln. In einigen Fällen handelt es sich wohl um Rippelmarken, die durch Rutschung überprägt wurden, in anderen müssen Rutschvorgänge etwas verschiedener Richtung angenommen werden. Die Richtung der Sedimentbewegung ist senkrecht zu den Runzeln, die steile Seite weist nach vorne. Auf einer Platte aus einem Aufschluß W Herrnsaal (r 95 000 h 19 600) war zu beobachten, daß eine *Saccocoma* an der steilen Seite der Runzel vom Sediment überrutscht wurde. Im Anschliff machen sich die Runzeln durch schwache Verbiegungen, leichte Knicke oder Verwerfungen der betroffenen Lagen bemerkbar. Es können alle drei Formen in einer Lage auftreten, übereinanderfolgende Schichten reagieren im allgemeinen verschieden (Abb. 10).

Synärese. Strukturen auf Plattenoberflächen, die als Folge der Synärese angesehen werden können (Janicke 1967, S. 45 ff.), wurden in einigen Lagen in

---

Abb. 4: Aufarbeitung. a)Vertikalschnitt, b) Horizontalschnitt. In eine gradierte Lage (a—a) sind feingeschichtete, z. T. feindetritische, plattige Gesteinsbrocken eingelagert, die an den Rändern häufig ausgefranst sind. Schwarz: Fossilreste. Steinbruch SW Kapfelberg (r 98100 h 20680).

Abb. 5: Aufarbeitung. In eine gradierte Lage ist ein geschichteter Gesteinsbrocken (4×4×10 cm) eingelagert. Der höhere Teil des umgebenden Sediments zeigt Anlagerungsgefüge. Schwarz: Fossilreste. Steinbruch SW Kapfelberg (r 98100 h 20680).

Abb. 6: Sedimentzerreißung. Durch Rutschen der unteren Schichten bildeten sich Spalten und Taschen. Das entstandene Relief wurde durch gröberes Material gefüllt (schraffiert: Intraklaste; schwarz: Fossilreste). In den Spalten und Taschen ist eine gewisse Gradierung des Sediments zu beobachten. Am rechten Bildrand ist eine kleine Verwerfung zu erkennen. Im Vergleich zum Maßstab: × 0,8. Aufschluß Kelheimwinzer (r 93610 h 20680).

Abb. 7: Dachziegellagerung von Brachiopodenschalen. Es ist eine Strömung von links nach rechts anzunehmen. Schraffiert: Intraklast. Steinbruch SW Kapfelberg (r 98100 h 20680).

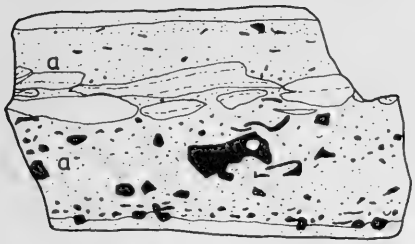


Abb. 4a

Abb. 4b

Abb. 5

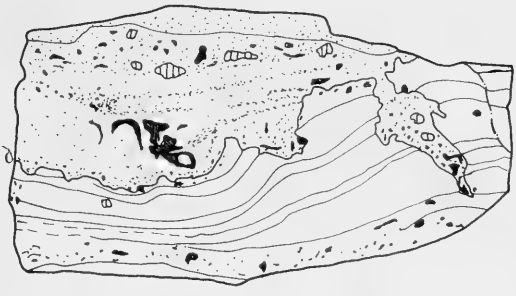
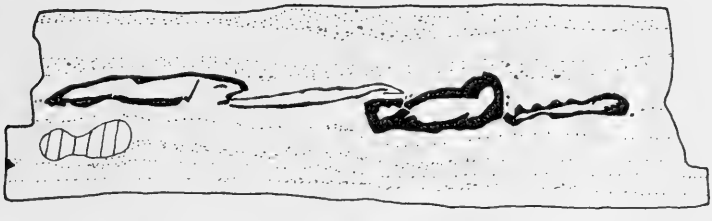


Abb. 6



5 cm

Abb. 7

einem Aufschluß W Herrnsaal (r 95 000 h 19 600) beobachtet. In einem Stapel von 7 Platten sind alle Oberflächen mit Wülsten verschiedener Stärke bedeckt, die ein polygonales Netz bilden. Die Maschenweite des Netzes auf einer Platte bleibt etwa gleich. Vom Liegenden zum Hangenden verringert sie sich in dem Stapel zweimal. In gleichem Sinn vermindert sich die Höhe und Breite der Wülste. Da die Synäreseerscheinungen durch zahlreiche Faktoren (aufschließbarer Kolloidgehalt, Elektrolytgehalt, die Menge des ausfallenden Materials, mechanische Auffüllung des Kolloids [JÜNGST 1934]) beeinflußt werden, läßt sich aus den vorliegenden Beobachtungen keine Deutung des Befundes geben. Im Anschliff weisen die gelblichen bis bräunlichen Platten unregelmäßige, hellere und dunklere Flecken auf, die wahrscheinlich auf Verwitterungseinflüsse zurückzuführen sind. Das polygonale Muster

macht sich als unregelmäßige Wellung der Plattengrenzen bemerkbar. Im Schliff zeigt sich, daß die Platten aus Mikrit bestehen, in den feiner Detritus eingestreut ist. Der klastische Anteil weist Gradierung auf. Die obersten Partien der Platten enthalten keinen Detritus.

Fossileinbettung

A u f t r i e b : Im unteren Teil der westlichen Wand des Steinbruchs SW Kapfelberg (r 98 100 h 20 680) stehen dünnbankige bis plattige, helle, poröse Kalksteine an. Sie bestehen aus Mikrit mit etwas Feindetritus, in den dünne Schichten von gröberem klastischem Material und Lagen mit großen Fossilresten, vor allem Schalen von Brachiopoden, seltener Pelecypoden, Ammoniten (Innenwindungen von Perisphinctiden) und Schwammreste eingeschaltet sind. Betrachtet man die Unterseite der Bänkchen oder Platten, in die Schalen eingelagert sind, so kann man häufig feststellen, daß sie unter denselben nach oben gebogen ist. Ist die eingebettete Schale nicht durch Sedimentsetzung zerbrochen, so ist die Oberseite der Lage ebenfalls aufgewölbt, im anderen Fall sind die überlagernden Schichten etwas eingedellt.

Ein Beispiel zeigt Abb. 8. Die Schichten wenig unter der Klappe sind am stärksten hochgezogen, gegen das Liegende zu nimmt die Aufbiegung ständig ab. Schicht a, Mikrit mit etwas Feindetritus, ist unter dem Fossil verdickt. Das Eindringen der Klappe in das Sediment zeigt, daß dieses noch weich war. Ähnliches wurde u. a. von Rothpletz (1909), Barthel (1964), Mayr (1966), Janicke (1967)

Abb. 8: Durch Auftrieb einer Klappe im Sediment wurden die liegenden Schichten hochgezogen. Ausgleichsbewegungen im noch plastischen Material führten zur Verdickung einzelner Lagen (a). Steinbruch SW Kapfelberg (r 98100 h 20680).

Abb. 9: Durch Strömung wurde das Fischchen mehrmals aus seiner Lage bewegt und einzelne Skeletteile verspült. a, b, c, d bezeichnen Flossenreste, e Schädelfragmente. Die punktierte Linie gibt einen undeutlichen Abdruck der Wirbelsäule wieder. Steinbruch SW Kapfelberg (r 98100 h 20680).

Abb. 10: Runzeln auf einer Plattenoberseite. Der Pfeil weist in Richtung der Sedimentbewegung. 44 Messungen, der Kreis umfaßt 10 Messungen. Aufschluß W Herrnsaal (r 95000 h 19600).

Abb. 11: Stoßmarken auf einer Plattenoberseite. Die Platte stammt aus der gleichen Lage wie die von Abb. 10. 29 Messungen, der Kreis umfaßt 5 Messungen. Aufschluß W Herrnsaal (r 95000 h 19600).

Abb. 12: Einregelung von Mikrofossilien. Plattenoberseite. Die Platte stammt aus der gleichen Lage wie die der Abb. 10 und 11. 112 Messungen, der Kreis umfaßt 10 Messungen. Aufschluß W Herrnsaal (r 95000 h 19600).

Abb. 13: Einregelung von Mikrofossilien. Plattenunterseite. Da die Platte nicht N-orientiert war, wurden die Messungen auf eine beliebige Richtung bezogen. 58 Messungen, der Kreis umfaßt 5 Messungen. Aufschluß W Herrnsaal (r 95000 h 19600).

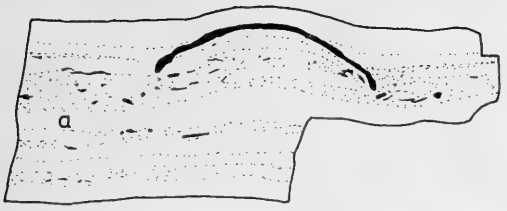


Abb. 8

5 cm

Abb. 9

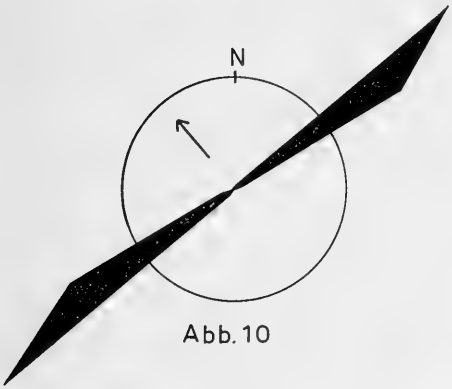


Abb. 10

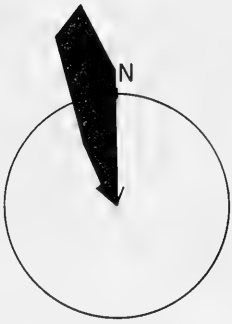


Abb. 11

Abb. 12

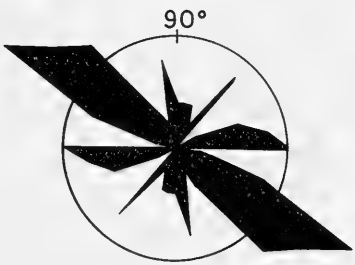


Abb. 13

beschrieben. Meist wird diese Erscheinung als eine Folge des Auftriebs erklärt, MAYR (1967, S. 36) nimmt aber vor allem Sockelbildung durch verstärkte Kalkfällung infolge von Fäulnisstoffen an. Auftrieb durch Fäulnisgase und Sockelbildung kommen nicht in Frage, da die Klappe sicher keine bedeutende Menge an organischer Substanz mehr enthielt. Man kann mit BARTHEL (1964, S. 57) annehmen, daß bei der Entwässerung des Sediments das Wasser unter der Klappe nicht oder weniger rasch entweichen konnte. Der sich ergebende Unterschied der spezifischen Gewichte führte zum Auftrieb. Durch Ausgleichsbewegungen kam es zur Verdikkung der Lage a unter der Klappe.

Dachziegellagerung. In einem Handstück aus dem Steinbruch SW Kapfelberg (r 98 100 h 20 680) sind in einer Lage Brachiopodenschalen angereichert, die dachziegelartig übereinanderliegen. Aus dem Vertikalschliff, der in Abb. 7 wiedergegeben ist, kann man auf eine Strömung von links nach rechts schließen. Ein Schnitt 3 cm in der Horizontalen entfernt, ergibt ein ähnliches Bild. Die Schalen liegen nicht so dicht, ihre Anordnung ergibt eine Strömung entgegengesetzt zu der in Abb. 7 zu fordernden. Die Dachziegellagerung ist nicht auf Strömung zurückzuführen. Es handelt sich um eine zufällige Lagerungsform, die beim Absetzen der Schalen entstand.

Einregelung von Fossilien. Auf einer Plattenunterseite wurden zahlreiche Fossilreste beobachtet. Solche mit einer bevorzugten Längsachse wie Skelettelemente von Fischen, Seeigelstacheln, Ophiurenreste, Teile von *Saccocoma,* Schwammnadeln und Foraminiferen wurden eingemessen und in Abb. 13 dargestellt. Es ergibt sich eine deutliche Einregelung der Fossilien. Da die Platte nicht N-orientiert war, wurden die Messungen auf eine beliebige Richtung bezogen. Eine weitere Platte (Aufschluß W Herrnsaal [r 95 000 h 19 600]) wurde mit verdünnter Essigsäure angeätzt um Mikrofossilien freizulegen. Die Auswertung ist in Abb. 12 dargestellt. Die Einregelung ist nicht so deutlich wie in Abb. 13, doch sind die Fossilien nicht regellos eingebettet. Gradierung und Stoßmarken in der Lage, aus der die zweite Platte stammt, weisen auf Ablagerung aus Suspensionsströmen hin. Es ist anzunehmen, daß die Einregelung der Fossilien durch Suspensionsströme erfolgte.

Der Fischrest in Abb. 9 stammt aus Plattenkalken des Steinbruchs SW Kapfelberg (r 98 100 h 20 680). a, b, c, d bezeichnen die Lage von Flossen bzw. Reste davon, e Reste des Schädels. Die punktierte Linie gibt einen undeutlichen Abdruck der Wirbelsäule wieder. Es können zwei Lagen des Fischchens vor seiner endgültigen Einbettung rekonstruiert werden. Zunächst lag der Körper in Richtung a—b. Er wurde hochgehoben, wobei die Flossenreste a und b am Sediment kleben blieben. Die neue Lage wird durch die punktierte Linie gekennzeichnet. Hier zerfiel der Schädel, dessen einzelne Teile etwas verspült wurden. Zum Schluß wurde der vordere Teil der Wirbelsäule, von dem der Schädel losgelöst war erneut angehoben und hakenförmig gebogen, während der hintere Teil durch die Schwanzflosse, die am Sediment klebte, festgehalten wurde. Es wurden weitere Skelettelemente des Fischchens verspült. Die mehrfache, geringfügige Verlagerung des Körpers in einer Richtung läßt auf eine länger anhaltende, schwache Strömung schließen.

Vergleich mit anderen Vorkommen

Durch die große Menge an klastischem Material unterscheiden sich die untertithonischen Gesteine von Kelheim wesentlich von denen des Gebiets Solnhofen-Eichstätt. Schutt- und Schillkalke werden dort vor allem aus den untersten Schichten, den Röglinger Bankkalken (Weißjura Zeta 1) erwähnt, während sie in den Schichten von Kelheim in den Weißjura Zeta 2, möglicherweise auch höher reichen. Gegen das Hangende nimmt der detritische Anteil im allgemeinen sehr rasch ab oder fehlt ganz. In Vorkommen südlich des Gebiets Solnhofen-Eichstätt sind Schuttkalke auch in den Unteren Solnhofener „Schiefer" (Weißjura Zeta 2a) häufiger: Bezirk Rögling-Warching (Fesefeldt 1962), Rieder Wanne (Zeiss 1964). Es handelt sich dabei um randliche Gebiete, die Beziehungen zu Riffen aufweisen können.

Große Ähnlichkeit besteht mit den Plattenkalken von Nusplingen (Württ.). Auch dort finden sich Gradierung, Detritus in verschiedener Korngröße und Häufigkeit, Strömungswülste, Wechsel von Bank- und Plattenkalken, von grob- und feinkörnigen Gesteinen, Rhythmite und Rippelmarken. Subaquatische Rutschungen und ihre Folgeerscheinungen scheinen jedoch häufiger zu sein als im Vorkommen von Kelheim. Auch waren die Lebensbedingungen möglicherweise, wenigstens zeitweise, etwas besser. Die Unterschiede sind nicht bedeutend. Sie sind auf verschiedenes Relief der Ablagerungsräume und deren unterschiedliche Beziehung zur Umgebung zurückzuführen. Es kann angenommen werden, daß beide Vorkommen unter sehr ähnlichen Bedingungen entstanden.

Schlußfolgerungen

Die starke Beteiligung von organogenem Detritus am Aufbau der Gesteine läßt auf reiches Leben in bewegtem Wasser, die Fossilien auf eine Lebensgemeinschaft in Riff-artigem Milieu schließen. Der Ablagerungsraum entspricht nicht dem Lebensraum der Organismen und dem Entstehungsort des klastischen Materials. Dieses wurde, wie aus den Sedimentstrukturen abzuleiten ist, durch Suspensionsströme in das Sedimentationsbecken verfrachtet. Da Hinweise auf Infauna und makroskopisches Benthos nicht beobachtet wurden, muß mit ungünstigen Lebensbedingungen, wenigstens zeitweise, gerechnet werden.

Ein Modell, mit dem die Entstehung der Schichtfazies des Untertithon von Kelheim gedeutet werden kann, gab Meischner (1964). Er bezeichnet klastische Kalke im Wechsel mit feinkörnigen Gesteinen als „allodapische Kalke". Der Detritus wird durch Suspensionsströme episodisch in Stillwasserbecken transportiert, denen Riffe benachbart sind. Es lassen sich so der Wechsel von grob- und feinkörnigen Gesteinen, Gradierung, Strömungswülste, Stoßmarken erklären, ebenso das Fehlen von Infauna und Benthos. Die Plattenkalke von Nusplingen (Württ.) werden von Meischner (1964, S. 184 f.) als allodapische Kalke bezeichnet.

Anzeichen für Trockenfallen wurden nicht beobachtet. Die Sedimente dürften unter ständiger Wasserbedeckung entstanden sein, was bei dem zu fordernden Ablagerungsmechanismus zu erwarten ist.

Barthel, K. W.: Zur Entstehung der Solnhofener Plattenkalke (unteres Untertithon). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **4**, S. 37—69, Taf. 8—11, 1 Abb., München 1964

Fesefeldt, K.: Schichtenfolge und Lagerung des oberen Weißjura zwischen Solnhofen und der Donau (Südliche Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., **46**, 80 S., 1 Taf., 1 geol. Karte, 30 Abb., Erlangen 1962

Gwinner, M. P.: Geologie des Weißen Jura der Albhochfläche (Württemberg). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **115**, S. 137—221, Taf. 10—13, 22 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1962

Janicke, V.: Fossil-Sediment-Strukturen in untertithonischen Plattenkalken der südlichen Frankenalb. — Unveröffentl. Diss., 116 S., 15 Taf., 24 Abb., München 1967

Jüngst, H.: Zur geologischen Bedeutung der Synärese. Ein Beitrag zur Entwässerung der Kolloide im werdenden Gestein. — Geol. Rdsch., **25**, S. 312—325, Taf. 7, 6 Abb., Berlin 1934

Mayr, F. X.: Zur Frage des „Auftriebes" und der Einbettung bei Fossilien der Solnhofener Schichten. — Geol. Bl. NO-Bayern, **16**, S. 102—107, 2 Abb., Erlangen 1966

Mayr, F. X.: Paläobiologie und Stratinomie der Plattenkalke der Altmühlalb. — Erlanger geol. Abh., **67**, 40 S., 16 Taf., 8 Abb., Erlangen 1967

Meischner, K.-D.: Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentations-Becken. — In: Bouma, A. H. & Brouwer, A.: Turbidites. — Developments in Sedimentology, **3**, S. 156—191, Taf. 1—3, 5 Abb., 1 Tab., Amsterdam 1964

Meischner, D.: Paläökologische Untersuchungen an gebankten Kalken. Ein Diskussionsbeitrag. — Geol. Fören. Stockholm Förh., **89**, S. 465—468, 1 Abb., Stockholm 1967

Plessmann, W.: Strömungsmarken in klastischen Sedimenten und ihre geologische Auswertung. Untersuchungsergebnisse im Oberharzer Kulm und im westalpinen Flyschbecken von San Remo. — Geol. Jb., **78**, S. 503—566, 41 Abb., Hannover 1961

Reineck, H.-E.: Sedimentbewegungen an Kleinrippeln im Watt. — Senck. leth., **42**, S. 51 bis 67, 3 Taf., 5 Abb., Frankfurt a. M. 1961

Rothpletz, A.: Über die Einbettung der Ammoniten in die Solnhofener Schichten. — Abh. Kgl. Bayer. Akad. Wiss., 2. Kl., **24**, S. 313—337, Taf. 1—2, 3 Abb., München 1909

Rutte, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 7037 Kelheim. — 243 S., 25 Abb., 3 Beil., München (Bayer. geol. Landesamt) 1962

Temmler, H.: Über die Schiefer- und Plattenkalke des Weißen Jura der Schwäbischen Alb (Württemberg). — Arb. geol.-paläont. Inst. TH Stuttgart, N. F., **43**, 106 S., 24 Taf., 18 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1964

Zeiss, A.: Geologie des Malm auf Gradabteilungsblatt Dollnstein (Südliche Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., **55**, 43 S., 1 Taf., 1 geol. Karte, 6 Abb., Erlangen 1964

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 8 | 305—308 | München, 15. 12. 1968

Schwerminerale aus den Neuburger Bankkalken

Von Reinhard Hesse, München[1])

Zusammenfassung

Aus den jüngsten Malmkalken Frankens (Schichten im Hangenden der mitteltithonen Neuburger Bankkalke bei Neuburg a. d. Donau) wurde eine amphibolreiche Schwermineral-Fraktion isoliert, die vermutlich von moldanubischen Gesteinen abzuleiten ist.

Summary

An amphibole rich heavy mineral association from the uppermost part of the known Upper Jurassic of Franconia (beds overlying the formation of the „Neuburger Bankkalke" of Middle Tithonian (Portlandian) age near Neuburg/Donau) can probably be derived from crystalline source rocks within the Bohemian Massif.

Schwerminerale in Karbonatsedimenten können wichtige Hinweise auf terrigene Einflüsse im Ablagerungsbereich geben. Ihre Häufigkeit in diesen an Terrigendetritus normalerweise armen Gesteinen ist jedoch erfahrungsgemäß sehr gering. Karbonatgesteine sind daher bisher nur ausnahmsweise systematischen Schwermineraluntersuchungen unterzogen worden. Die interessanten Ergebnisse von Knoblauch (1963), der Schwermineralspektren aus Weißjura-Kalken der Schwäbischen Alb mit auffallend hohen Pyroxen- und Amphibol-Anteilen beschrieb, dienten deshalb als Anregung, Probenmaterial der Bankkalke von Neuburg a. d. Donau auch auf seinen Schwermineralgehalt hin zu untersuchen.

Bei den untersuchten Schichten handelt es sich um einen Komplex, der stratigraphisch im Hangenden der bisher bekannten Folge der Neuburger Bankkalke (Mittel-Tithon, Barthel 1962) auftritt und erst neuerdings bei Schürfarbeiten durch W. Barthel aufgewältigt wurde. Es sind die jüngsten bisher im Fränkischen Jura gefundenen Schichten. Die Fundstelle liegt zwischen den Dörfern Unterhausen und Oberhausen westlich Neuburg a. d. Donau.

Rund 30 Proben wurden aufbereitet. Während Knoblauch (l. c.) 3—30 kg Ausgangsmaterial je Probe zur Aufbereitung verwenden konnte, um Schwerminerale in genügender Anzahl anzureichern, standen für die Neuburger Kalke nur 100—200 g Gestein je Probe zur Verfügung, da das Grabungsmaterial in erster Linie der paläontologischen Bearbeitung durch W. Barthel dient. Nur eine Probe erbrachte eine statistisch auswertbare Schwermineral-Anreicherung. Das beobachtete

[1]) Dipl.-Geol. Dr. Reinhard Hesse, Institut für Geologie, Abt. Sedimentforschung, Technische Hochschule, 8 München 2, Arcisstr. 21.

Schwermineral-Spektrum erscheint jedoch interessant genug, um dieses Einzelergebnis mitzuteilen.

Die Probe (L 14) enthält folgende Anteile an durchsichtigen Schwermineralen (Kornprozente):

Grüne Amphibole	40
dto., teilweise umgewandelt in Talk oder Chlorit	28
braune Amphibole	2
Gedrit	1
Augit	3
(?) Klinozoisit	2
Granat	12
Apatit	2
Zirkon	2
Chlorit	8
	100

(Gesamtzahl der ausgezählten Körner: 121).

An den gefundenen Mineralen wurden im einzelnen folgende optischen Eigenschaften bestimmt:

A m p h i b o l e :

a) g r ü n : Dieses am häufigsten vertretene Mineral zeigt deutlichen Farbton- und Intensitätspleochroismus von

blaugrün oder blaßbläulichgrün und blaßgrün, seltener graugrün oder dunkelgrün $\parallel$ Z,

grün oder olivgrün bis blaßgrün, seltener blaßgelblichgrün $\parallel$ Y,

gelbgrün bis blaßgrünlichgelb oder blaßgelb, seltener bräunlichgelb $\parallel$ X

mit $X \leqq Y < Z$.

Die Auslöschungsschiefe $Z \wedge c$ beträgt maximal 22°, in Ausnahmefällen wurden auch Werte bis 30° beobachtet. Messungen des Achsenwinkels $2V_x$ auf dem U-Tisch ergaben Werte zwischen 76 und 85°. Der optische Charakter ist negativ, der Charakter der Hauptzone der meist säulig bis stengelig ausgebildeten Körner jedoch stets positiv. Der Brechungsindex schwankt zwischen n = 1,64 und 1,67 bei mittleren Werten für die Doppelbrechung ($\triangle$ n $\approx$ 0,02).

Diesen Daten entsprechen nach Tröger (1956, 1966) aktinolithische bis tschermakitische Amphibole; eine eindeutige Zuordnung aufgrund der optischen Daten ist wegen der großen chemischen Variabilität der Amphibole jedoch nicht möglich.

Bei einer größeren Anzahl von Körnern findet sich das gleiche Mineral als grünliche Einlagerung — oft mehrere Einzelindividuen zusammen mit gleicher oder unterschiedlicher optischer Orientierung — innerhalb eines farblosen, blättrig-schuppigen Minerals, dessen Brechungsindex in der Blättchenebene etwa dem Muskovit entspricht. Das Trägermineral wurde in diesem Falle als Talk angesprochen. Daneben treten zahlreiche chloritisierte Amphibole auf.

Die häufigste Korngröße der Amphibole liegt im Bereich von 100—200 µ, die größten Körner erreichen 300 µ in der Längsachse.

b) braun: Die monoklinen Vertreter unter den braunen Amphibolen zeigen rötlich-braune Absorptionsfarben ∥ Y und braune bis olivbraune Farbtöne ∥ Z mit Y ≧ Z. Der Achsenwinkel $2V_x$ schwankt zwischen 91 und 94°; der optische Charakter ist also positiv, ebenso der Charakter der Hauptzone. Die Lichtbrechung liegt bei n ≈ 1,65. Auslöschungsschiefen waren wegen mangelhaft entwickelter Spaltrisse nicht mit befriedigender Genauigkeit zu bestimmen. In Frage kommen für die angeführte Kombination optischer Daten Cummingtonit bis „gemeine" braune Hornblende.

c) Gedrit: Bei dem einzigen rhombischen Amphibol, der sich unter den zahlreichen Individuen dieser Mineralgruppe fand, handelt es sich um ein hellbraunes Korn ohne merklichen Pleochroismus. Die Auslöschung ist gerade bezüglich der Längsspaltbarkeit des Minerals. Der optische Charakter ist negativ, der Charakter der Hauptzone positiv.

Augit: Die Eigenfarbe dieses ebenfalls nur akzessorisch vertretenen Minerals ist hellgrün bis schwach blaßgrün ohne deutlichen Pleochroismus. Für den Achsenwinkel $2V_z$ wurden 68° bestimmt. Der optische Charakter ist also positiv. Die Werte der Lichtbrechung liegen bei n ≈ 1,69. Bei einem Korn wurde auf dem U-Tisch eine deutliche Auslöschungsdispersion beobachtet. Auslöschungsschiefen nicht bestimmbar.

(?) Klinozoisit: farbloses bis blaßbräunliches Mineral mit n ≈ 1,69 und niedriger Doppelbrechung (△ n ≦ 0,01).

Zirkon: intensiv grün und intensiv blau gefärbte Varietät. Bei den Opakmineralen handelt es sich vorwiegend um Pyritkügelchen.

In zwei der übrigen untersuchten Proben fanden sich außerdem vereinzelt olivbrauner Turmalin sowie Apatit und Zirkon.

Die begleitenden silikatischen Leichtmineral-Spektren enthalten Quarz, Feldspat, Muskovit, Glaukonit sowie reichlich kryptokristalline Quarzaggregate, die z. T. eisenhaltig sind und dann in der Schwermineralfraktion erscheinen. Es dürfte sich hierbei um diagenetische Neubildungen handeln, wofür die z. T. lappig verästelten Formen dieser Aggregate sprechen.

Für die Schwerminerale aus den Malmkalken Schwabens nimmt Knoblauch (l. c., S. 63) — gestützt auf die vorkommenden Pyroxenarten — vulkanische Herkunft aus dem Bereich des alpinen Initial- (Ophiolith-) Vulkanismus an. Er führt die Korngrößenzunahme der Schwermineral-Fraktion in südlicher Richtung an und rechnet mit äolischem Transport.

Für die jüngeren Neuburger Bankkalke kann diese Deutung bezüglich des Herkunftsgebietes nicht ohne weiteres übertragen werden. Das Zurückktreten von Pyroxenen in der beschriebenen Schwermineralassoziation aus dem fränkischen Jura im Unterschied zu den schwäbischen Vorkommen könnte zwar durch selektive Ausmerzung der (besonders instabilen) Pyroxene im Sediment erklärt werden. Für die dann verbliebenen Amphibolarten kommt jedoch nur ein kristallines Liefergebiet in Frage. Es dürfte sich um sporadisch in die Kalksedimentation des Neuburger Bankkalkes eingestreuten terrigenen Detritus von der Böhmischen Mas-

se handeln. Amphibole wie die hier beobachteten sind aus Amphibolit- und Gabbrogesteinen der Oberpfalz und des Bayerischen Waldes beschrieben worden (z. B. Voll 1960, S. 295 ff.), wären also ableitbar von moldanubischen Gesteinen. Die auftretenden Korngrößen verlangen nicht unerhebliche Strömungsgeschwindigkeiten des transportierenden Mediums.

Literatur

Barthel, K. W., 1962: Zur Ammonitenfauna und Stratigraphie der Neuburger Bankkalke. — Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., Abh., N. F. **105**, 30 S., München

Knoblauch, G., 1963: Sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen an Weißjurakalken der geschichteten Fazies im Gebiet von Urach und Neuffen. — Diss. Tübingen, 105 S.

Tröger, W. E., Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1: Bestimmungstabellen. — 146 S., Stuttgart 1956. Teil 2: Textband, Herausg. O. Braitsch. — 822 S., Stuttgart 1966

Voll, G., 1960: Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatführender Gesteine. — Beih. Geol. Jb. **42**, 382 S., Hannover.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 8 | 309—322 | München, 15. 12. 1968

Die tiefe Oberkreide (Cenoman-Turon) von Regau im östlichen Wendelstein-Gebiet (Bayerische Alpen)

Von Hans Wolff, München[1])

Mit 1 Übersichtskarte

Zusammenfassung

Es werden die Untersuchungsergebnisse über die Cenoman- und Turon-Ablagerungen von Regau im östlichen Wendelstein-Gebiet (Nordrand der Kalkalpinen Innenzone) mitgeteilt. Während Osswald (1928, 1951) das Vorkommen als ein Fenster ansprach, über welches Hauptdolomit überschoben wurde, wies es sich nun als auf diesem transgredierend und tektonisch als südlich einfallende Mulde aus. Die Einstufung der neu ausgeschiedenen turonen Pelite stützt sich auf Funde von Globotruncanen des *linneiana*-Typ. Präcenomane tektonische Bewegungen verliefen in weitgespannten Verbiegungen, denen sich kurzwellige Falten überlagerten; die Bewegungen waren von geringerer Intensität als die post-unterturonen.

Summary

This note presents additional knowledge on Cenomanian to Turonian sediments of the eastern Wendelstein area (Northern Alps). The outstanding outcrop proved to be a syncline, not a „window" framed by Hauptdolomit (Osswald 1928, 1951). Pre-Upper Cretaceous tectonic movements were restricted to regional gentle flexures, and, superimposed, short-range folds.

Inhalt

I. Einleitung 310
II. Das Cenoman und Turon im Regauer Gebiet 310
1. Bisherige Untersuchungen 310
2. Problemstellung 312
3. Nördliche Grobklastika 313
4. Zentrale Mergelzone 313
5. Südliche Grobklastika 317
6. Verbandsverhältnisse mit den Rahmengesteinen 318
III. Überblick 319
1. Lithologie und Alter 319
2. Paläogeographie und Tektonik 320
Schriftenverzeichnis 321

[1]) Dipl.-Geol. H. Wolff, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10/II.

I. Einleitung

Im Regauer Gebiet (östliches Wendelsteingebiet, bayerische Alpen) ziehen die Sedimente der tiefen Oberkreide (Cenoman-Turon) in einem zusammenhängenden ca. 6 km langen und 0,5—1 km breiten Streifen von Ost nach West nördlich des Großen Mühlberges und des Klammalm-Gebietes von der Sattelalm über Regau (Förchenbach) zum Einbach oberhalb Fischbach/Inn (Topograph. Karte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt 83 38). Auf der geologischen Karte von Bayern, Blatt Schliersee (Bayer. Geolog. Landesamt 1953) ist der Streifen innerhalb des Hochbajuvarikums etwa in der Mitte zwischen Großem Muldenzug und Synklinorium als „Cenoman" eingezeichnet (Hochbajuvaricum = Kalkalpine Innenzone = „Lechtaldecke").

Das Vorkommen hatte von Osswald (1928) eine eigenartige Deutung erfahren, welche zwar die tektonische Grundkonzeption von Haber (1934, Bau und Entstehung der bayerischen Alpen) entscheidend beeinflußte, bei jüngeren, z. T. auch mikrofaunistisch gestützten Untersuchungen (Kockel, Richter & Steinmann 1931, Custodis & Schmidt-Thomé 1939, Zeil 1955, Zacher 1965) aber den Befunden mit ähnlichen Ablagerungen nicht entsprach. Andere Autoren (vergl. Kap. II, 1) widersprachen Osswald, ohne beweiskräftige Unterlagen aufzuweisen. So war eine Überprüfung im Wendelstein-Gebiet durchzuführen, zumal in den Nördlichen Kalkalpen die Orogenese mit ersten Faltungen in der Kreide einsetzte und dies für paläogeographische und tektonische Aussagen eine wichtige Rolle spielt.

Nördlich des Regauer Vorkommens liegen cenomane Sedimente (Brekzien, Psammite, Pelite) auf Dogger und Malm in der Riesenkopf-Mulde (Großer Muldenzug), spärlich kristalline Gerölle enthaltend (Osswald 1928, Zeil 1955). Im Süden finden sich cenomane Ablagerungen auf Malm bis Neokom in der Fahrenberg-Mulde (Synklinorium) (vergl. Hasemann 1929). Gemäß ihren Bearbeitern enthalten diese Vorkommen keine ungeklärten Fragen.

An dieser Stelle möchte ich Herrn Prof. Dr. R. Dehm noch einmal für seine Anregungen während der Durchführung der Arbeiten verbindlichst danken. Ferner danke ich Herrn Dipl.-Geol. H. Risch (München), der mich bei der Bestimmung der Mikrofauna unterstützte, und Herrn Konservator Dr. D. Herm für fachliche Besprechungen.

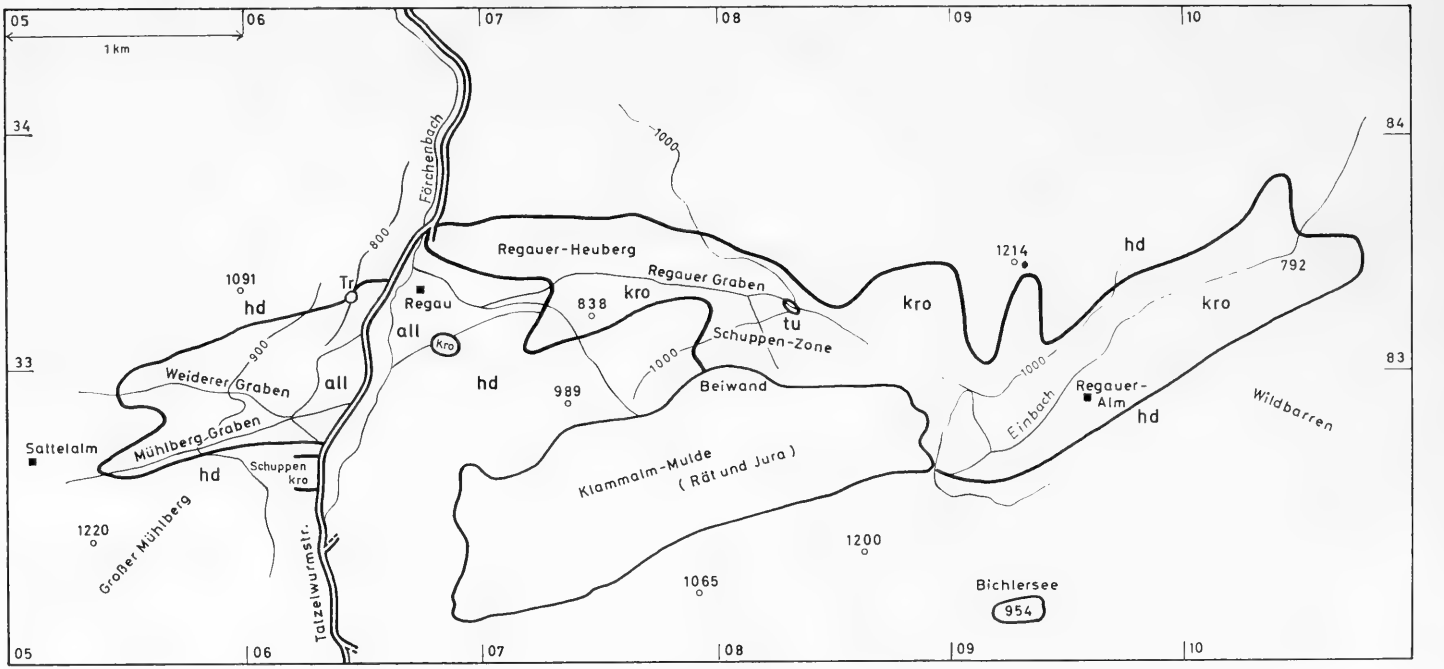
II. Das Cenoman und Turon im Regauer Gebiet

1. Bisherige Untersuchungen

Bereits Gümbel (1861, S. 553) beobachtete „Brekzien von Hornsteinkalk und Dolomit" sowie Mergel mit zahlreichen organischen Resten und schied diese Gesteine in einer Skizze als „Oberkreide-Schichten mit Orbitoliten" aus.

Fraas (1890) hingegen wies auf seiner geolog. Karte des Wendelstein-Gebietes auf keinerlei Kreideablagerungen hin und vermerkte an deren Stelle Hauptdolomit, Muschelkalk und „Alpenlias".

Übersichtskarte der Regauer Oberkreide im östlichen Wendelsteingebiet



hd = Hauptdolomit kro = Oberkreide tu = Turon all = Alluvium Tr = Transgressionsfläche

Osswald (1928) sah die tieferen Grobklastika und die Mergel der als „Mittelkreide" bezeichneten Ablagerungen als ein innerhalb der „Schuppe VI" liegendes Fenster der „Schuppe IV" an, welches an vertikalen Brüchen horstartig herausgehoben wurde. Die sogenannten „höheren" Grobklastika wurden der „Schuppe VI" zugeordnet. Die „höheren" Grobklastika sind nach Osswald Produkte tektonischer Vorgänge interturoner Zeit und sollen als gewaltige Schuttmengen von nach Nord vorrückenden Schuppen in schmale Meeresstreifen eingebracht worden sein.

Richter (1937, S. 113), Herbst (1938, S. 49—53) und Ganss (1951, S. 209) nahmen eine Transgression des Cenomans auf die umliegenden Rahmengesteine an, hatten jedoch keine Beweise dafür. Herbst schrieb ohne nähere Angaben (S. 53), daß am Nordrand des Kreide-Streifens eine normale Transgression des Cenomans auf Hauptdolomit und Plattenkalk festzustellen sei — auf Abb. 22, S. 51 zeichnete er auch eine solche im Gipfelbereich des Regauer Heuberges (860 m) ein. Es erwies sich jedoch, daß der ganze Berg aus cenomanen Grobklastika besteht. Außerdem folgerte Herbst (S. 49—52, Abb. 21 u. 23) ein theoretisches Profil für cenomane Zeit mit einer vorcenomanen größeren ostwest streichenden Grabenbildung aus unregelmäßig miteinander verschuppten Gesteinen von Hauptdolomit, Oberrät, Lias, Dogger, Malm und Cenoman. Durch die präcenomane Verwerfung seien die jüngeren Gesteine in der abgesunkenen Scholle erhalten geblieben und bei späteren Bewegungen wieder an die Oberfläche gebracht und verschuppt worden. Zunächst sei dazu lediglich bemerkt, daß Malm- und sichere Dogger-Schuppen nicht gefunden wurden.

Die stratigraphischen Untersuchungen Zeils (1955) ergaben keinen Hinweis auf Turon. Sicher wurde nur Cenoman erkannt. Zeil nahm an, daß die größeren Trias- und Jura-Schollen innerhalb der Oberkreide durch Erosion freigelegte Aufragungen des Untergrundes seien.

2. Problemstellung

1. Ist eine Transgressionsfläche aufzufinden und wie ist die Unterlage der transgredierenden Sedimente beschaffen, oder ist der Kreide-Streifen allseits von Störungen begrenzt?
2. Können die Gesteine nach stratigraphischen oder lithologischen Gesichtspunkten gegliedert werden?
3. Welche Anhaltspunkte sprechen für oder wider eine Einstufung der südlichen Grobklastika in das Turon?
4. Sind die im Südteil innerhalb des Kreidestreifens vorhandenen Hauptdolomit-, Rät- und Juraschollen erosiv herauspräparierte Aufragungen des Untergrundes oder tektonischer Natur?
5. Können tektonische Bewegungen, die vor und nach der Ablagerung der tiefen Oberkreide abliefen, dem Ausmaß und der Art nach charakterisiert werden?

3. Nördliche Grobklastika

Nördlich der Weiderer-Alm konnte an zwei Stellen die unmittelbare transgressive Auflagerung der tiefen Oberkreide auf Hauptdolomit gefunden werden[2]). Das Tiefste der Transgressions-Sedimente sind grobe Brekzien und Konglomerate von 10 m Mächtigkeit mit über 2 m großen Hauptdolomit- und Plattenkalk-Blökken. Über den Psephiten folgt eine Serie von Feinbrekzien, Psammiten, Konglomeraten mit 1—2 cm großen Dolomitgeröllen sowie Psammiten mit rosinenartig eingelagerten polierten kieseligen Geröllen (Geröllpsammite). In Schliffen der Feinbrekzien und Psammite sind bereits 15—20 m über der Transgressionsfläche Orbitolinen zu beobachten. Die ganze Gesteinsfolge wird etwa 60—80 m mächtig.

Nördlich des Mühlberg-Grabens wird die Serie der Grobbrekzien, Feinbrekzien und Psammite bis zu 120 m mächtig.

Am Regauer Heuberg (nördlich der Regau) werden die Grobklastika 75 bis 100 m mächtig. Eine Transgressionsfläche ist hier nicht aufgeschlossen. Zutiefst liegen Grobbrekzien aus Hauptdolomit- und Plattenkalk-Komponenten, die mit den Transgressionsbrekzien westlich der Regau zu parallelisieren sind. Weiter folgen in mannigfachem, im einzelnen nicht parallelisierbaren Wechsel und rasch auskeilend gröbere Brekzien (meist aus Hauptdolomit und 2—3 m mächtig), Feinbrekzien und Psammite, die 3—4 mal so mächtig werden. Gelegentlich sind auch monomikte Konglomerate aus Hauptdolomit und in den oberen Partien zunehmend Mergel eingeschaltet, ebenso Grobbrekzien mit reichlich Rät- und Juraanteilen. Dabei war nicht zu entscheiden, ob die Einschaltung der letzteren sedimentären oder tektonischen Ursprungs ist. Orbitolinen sind fast in allen Schliffen der Klastika zu sehen.

Dünnschliff-Beschreibungen:

Feinbrekzie mit 0,2—1 mm großen Komponenten aus Kalk und Dolomit, meist kantengerundet. Bindemittel Calcit. Untergeordnet detritischer Quarz. Vereinzelt Orbitolinen.

Kalkpsammit mit mergeligem, weichem Bindemittel. Komponenten 0,2 mm groß. 5 % resedimentäre Bestandteile (1—2 mm). Reichlich Orbitolinen, Muschelschill, Echinodermenreste, einzelne Radiolarien und Foraminiferen, Kohleschmitzen, Reste von Einzelkorallen. Teilweise reichlich Quarz-Detritus.

Dolomit—Psammit, „nicht brausend", Komponenten 0,1—0,2 mm groß, keine Orbitolinen.

Psammitischer Kalk, 0,05—0,1 mm große, längliche, gerundete Komponenten. Bindemittel calcitisch. Einzelne Orbitolinen.

4. Zentrale Mergelzone

Im Hangenden der nördlichen Basisklastika folgen in konkordanter Lagerung graugrüne, teilweise psammitische Mergel größerer Mächtigkeit (bis zu 150 m). Die Schichtung der Mergel ist meist undeutlich. Vereinzelt sind dünne Bänke von Kalkpsammiten eingelagert. Wo erkennbar, fallen die Gesteine südwärts ein, im Norden mäßig steil bis steil, im Süden stets steil.

[2]) s. auch Profiltafel in Wolff (1968 b).

Makrofauna:

Die Mergel enthalten stellenweise reichlich Orbitolinen und sind dann treffend als „Orbitolinen-Mergel" zu bezeichnen. Zahlreich sind Lamellibranchiaten, selten schlecht erhaltene Ammoniten und Gastropoden. Die Faunen wurden im Mühlberg-Graben (830 m, 950 m), im Weiderer Graben (850 m), im kleinen Graben nördlich der Beiwand (950 m), im Wirtsalp-Graben = Regauer Graben (990 m, östlich Regau), und im Einbachtal (in der Gegend von Punkt 792) geborgen. Die Plätze im Mühlberg-, Weiderer- und Regauer Graben wurden neu aufgefunden. Artmäßig sind die Lamellibranchiaten recht gleichmäßig in den Mergeln verteilt, an Zahl jedoch verschieden stark angereichert. Neu aufgefunden wurden:

Foraminifera	„*Orbitolina concava* Lamarck"
Anthozoa	*Dimorphastrea* cf. *fungiformis* Reuss
	Phyllocoenia corollaris Reuss
Vermes	„*Serpula*" *rotula* Goldfuss
	„*Serpula*" cf. *gordialis* Schlotheim
	Wurmröhrenausfüllungen (1 cm)
Lamellibranchiata	*Pecten* sp.
	Pecten acuminatus Geinitz
	Syncyclonema orbiculare (Sowerby)
	Neithea aequicostata Lamarck
	Neithea alpina d'Orbigny
	Neithea quadricostata Sowerby
	Atreta nilssoni (Hagenow)
	Ostrea div. sp.
	Exogyra conica Sowerby
	Arca carinata Sowerby
	Arca securis d'Orbigny
	Cucullaea mailleana d'Orbigny
	Astarte sp.
	Cyprina consobrina d'Orbigny
	Protocardia hillana Sowerby
	Venus rhotomagensis d'Orbigny
	Venus subdecussata Römer
	Tellina sp.
	Leguminaria sp.
	Panopaea gurgitis (Brogniart)
Gastropoda	*Natica* sp.
	Turritella sp.
	Cerithium sp.
	Rostellaria sp.
Cephalopoda	ein Vertreter der Acanthoceratidae
	Puzosia cf. *planulata* (Sowerby)
Plantae	unbestimmbare Holz- und Blattreste

Unter den Lamellibranchiaten gelten *Neithea aequicostata* und *Neithea quadricostata* als Cenoman-Leitfossilien. Andere, z. B. *Syncyclonema orbiculare, Protocardia hillana, Exogyra conica, Panopaea gurgitis* sind bereits vor dem Cenoman vorhanden. *Syncyclonema orbiculare* reicht auch noch bis in das Turon.

Mikrofauna:

Die Mikrofauna der meisten Proben aus dem westlichen Teil (Weiderer- und Mühlberg-Graben) ist recht einheitlich und besteht aus

Ammodiscus sp.
Tritaxia pyramidata Reuss
Marssonella sp.
Dorothia gradata (Berthelin)
Dorothia sp.
Pleurostomella sp.
Lenticulina div. sp.
Nodosaria sp.
Dentalina sp.
Frondicularia sp.
Gyroidina sp.
Praeglobotruncana stephani (Gandolfi)
Praeglobotruncana stephani turbinata (Reichel)
Rotalipora appenninica (Renz)
Radiolaria
Ostracoda div. sp.,

womit hier nur Hinweise auf Cenoman allgemein vorhanden sind.

Zeil suchte Turon-Mergel im Bereich der südlichen, nach Osswald „höheren turonischen" Brekzien an den Orten (0774/835) und (0818/833). In zwei Proben fand er

Rotalipora appenninica (Renz)
Rotalipora montsalvensis Mornod
Rotalipora reicheli Mornod
Praeglobotruncana stephani (Gandolfi)

und stellte die Sedimente ins Ober-Cenoman.

In den nach Osswald „höchsten" Mergeln dicht am Fuße der südlichen Brekzien (082/832, kleiner Graben NE Beiwand, Höhe 990 m) fand ich in den Proben (1966/XXIII/93) und (1966/XXIII/81)

Rotalipora appenninica (Renz)
Rotalipora cushmani (Morrow)
Praeglobotruncana stephani (Gandolfi),

womit Hinweise auf höheres Cenoman gegeben sind.

Neue Ergebnisse erbrachten die Aufschlüsse östlich des Forsthauses Regau. Stratigraphisch und morphologisch hoch liegende Teile sind hier im Wirtsalpgraben[3]) (990 m) im Zentrum der Mergelzone noch nicht abgetragen. Die einige m mächtigen, steil nach Süden einfallenden Mergel sind grau, schwärzlich und gelbbraun; dazu kommt eine 20 cm mächtige, ziegelrote, besonders sandarme Schicht. Lamellibranchiaten sind als unspezifische Kreideformen enthalten. Orbitolinen wurden nicht gefunden. An Kleinforaminiferen enthalten die roten Mergel — Proben (1966/XXIII/82), (1966/XXIII/83) — eine individuenarme, kleinwüchsige Fauna mit

[3]) = Regauer Graben

Ammodiscus sp.
Glomospira sp.
Praeglobotruncana stephani (Gandolfi)
Praeglobotruncana stephani turbinata (Reichel)
Globotruncana linneiana (d'Orbigny)
Globotruncana coronata Bolli

Dazu kommen

Lenticulina sp.
Globigerina sp.
Radiolaria.

Die Probe (1966/XXIII/84) enthält

Ammodiscus sp.
Tritaxia sp.
Lenticulina sp.
Planulina sp.
Epistomina sp.
Rotalipora appenninica (Renz)
Rotalipora brotzeni Sigal
Rotalipora reicheli Mornod
Praeglobotruncana stephani turbinata (Reichel)
Globotruncana linneiana (d'Orbigny)

Die Probe (1966/XXIII/85) enthält

Ammodiscus sp.
Lenticulina sp.
Cibicides sp.
Globotruncana linneiana (d'Orbigny)
Radiolaria.

Ganz allgemein wird angenommen, daß das Turon gegenüber dem Cenoman durch das erstmalige Auftreten von zweikieligen Globotruncanen des *linneiana*-Typ ausgezeichnet ist. Als lithologischen Hinweis für den Grenzbereich Cenoman-Turon bezeichnete Zeil cm-mächtige rote Pelite mit armer Sandschaler-Fauna, die in manchen Profilen der nördlichen Kalkalpen auftreten. Die früh-turone Mergel-Sedimentation ist nun auch im Wendelstein-Gebiet nachgewiesen.

Die südlich und nördlich anschließenden Mergel enthalten keine spezifischen Turon-Globotruncanen, sondern durchwegs und in reichem Maß Foraminiferen, die ihre Hauptverbreitung im oberen Cenoman besitzen, aber auch im Unter-Turon auftreten können. Die Proben (1966/XXIII/86-92) enthielten neben der bereits aus anderen Proben angeführten Begleitfauna

Rotalipora appenninica (Renz)
Rotalipora cushmani (Morrow)
Rotalipora reicheli Mornod
Rotalipora turonica thomei Hagn & Zeil
Globotruncana helvetica Bolli
Praeglobotruncana stephani (Gandolfi)
Praeglobotruncana stephani turbinata (Reichel)

Die Angaben über die Verbreitung der Foraminiferen stammen aus Bolli (1944), Hagn & Zeil (1954), Klaus (1959), Borsetti (1962), Lehmann (1962), Takayanagy (1965).

Ökologische Folgerungen:

Aus Bio- und Lithofazies lassen sich Angaben über die Lebensbedingungen machen, die im Raum der Mergel-Sedimentation herrschten. Rezente Orbitolinen sind nach Douglass (1960, S. 250) in tropischen und subtropischen Meeren mit Wassertemperaturen von 15—35° C beheimatet. In der mediterranen Provinz kommen sie hauptsächlich in der Fazies der Rudistenkalke oder in Sandsteinen vor. Sie können sich aber auch an mergelig-schlammige Bereiche anpassen. So treten sie in den Mergellagen der Urgon-Kalkfazies sehr häufig auf. In den cenomanen Mergeln von Hölzelsau im Inntal bei Kufstein kommen sie in Massen zusammen mit Einzelkorallen, Rudisten und Gastropoden vor (Rahman 1967), in Alb-Mergeln des Chiemgau (Kruse 1964) in ähnlicher Lebensgemeinschaft. In unserem Fall erscheinen sie zusammen mit Lamellibranchiaten oder sie bilden reine Orbitolinen-Horizonte. Das fast völlige Fehlen von Anthozoen (bes. Einzelkorallen) und Gastropoden sowie das stellenweise reichliche Auftreten von zartschaligen Lamellibranchiaten deuten darauf hin, daß die mergeligen Sedimente nicht im litoralen Gezeiten-Bereich abgelagert wurden, sondern in tieferen, schlammreichen Regionen von etwa 50 m und mehr. Das Fehlen von sessilen Foraminiferen und das meist häufige Vorkommen von planktonischen Globotruncanen und Rotaliporen, die im litoralen Faziesbereich selten werden oder fehlen, deuten ebenfalls den sublitoralen Charakter an. An größeren Lebewesen konnten hier nur noch die Lamellibranchiaten Fuß fassen und beim Nachlassen der Sedimentation auch reichlich Orbitolinen und Serpeln. Diese Vorstellungen werden durch die undeutliche Schichtung der Mergel und das Fehlen von konglomeratischen Lagen, die in Küstenregionen häufig sind, unterstützt. Desgleichen fehlen zerbrochene Schalen und Schill-Lagen, alles Hinweise auf ruhige, vom Wellenschlag und stärkeren Strömungen freie Räume. Nur gelegentlich erfolgte Einschwemmung von feinem kalkpsammitischen Material, wie vereinzelt eingeschaltete Kalkpsammit-Bänke zeigen.

5. Südliche Grobklastika

Südlich der Mergel-Zone schließen sich gröbere Klastika an: Feinbrekzien, Grobbrekzien und Dolomit-Konglomerate, untergeordnet Hornstein-Brekzien und Kalkarenite. Die Farben sind gegenüber den bräunlichen nördlichen Basisbrekzien hier überwiegend blaugrau.

Etwa 10 m mächtige Grobbrekzien nach Art von Transgressions-Bildungen liegen im oberen Teil des Beiwand-Holzes (1050 m) mit einer Störung über Hauptdolomit. Die bis zu 30 cm großen Brocken (zum Teil leicht gerundet) bestehen aus Dolomit, hellen Rät- und jurassischen Kieselkalken. Daneben kommen graubraune Hornstein-Gerölle vor.

Besonders bezeichnend und verbreitet sind blaugraue, gelbbraun verwitternde Feinbrekzien, deren eckige bis mehr oder weniger abgerundete, rein kalkalpine Komponenten 0,5—3 mm groß sind. Auffallend sind viele dunkle Kieselkalk-Komponenten. Nördlich der Klammalm-Mulde (Rät und Jura) sind reichlich rote Adnether-Kalksplitter enthalten. Stets finden sich Schnitte durch kleine Orbitolinen.

Nördlich der Beiwand ist zwischen zwei Rät-Rippen tektonisch eine 10—20 m mächtige Folge von blaugrauen Psammiten, Feinbrekzien und Mergeln eingeklemmt. Die Mergel enthalten auffallend viel detritischen Quarz und eine relativ reiche Ammodiscen- und Radiolarien-Fauna, sonst nur sehr selten Lenticulinen und glattschalige Ostracoden. Aus den Psammiten waren einige Exemplare von *Exogyra conica* (Sowerby) zu gewinnen, welche ihre typische Verbreitung vom Apt bis zum Cenoman hat.

Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. H. Hagn wird die Existenz von Orbitolinen mit dem Cenoman nach oben hin abgeschlossen. Somit weist das stetige Auftreten von Orbitolinen und das Vorkommen von *Exogyra conica* in den südlichen Klastika gegenüber der turonen Einstufung Osswalds durchaus auf Cenoman. Der petrographische Bestand deutet auf eine Transgression über die umliegenden Rahmengesteine Hauptdolomit, Rät und Jura.

6. Verbandsverhältnisse mit den Rahmengesteinen

Der Transgressionsverband

Nördlich der Weiderer Alm, etwa 450 m westlich der Regauer Häuser (0645/834, 810 m), bildet dünn gebankter und feinschichtiger hellbrauner Hauptdolomit als Sattel die Transgressionsbasis. Die aufgeschlossenen Teile des südlichen Schenkels fallen ziemlich steil nach Süden ein (70—80/70 S), die des nördlichen zeigen die Werte 25—55/30—55 E. Die Transgressionsfläche wurde aufgerichtet und liegt 60—80/45 S.

Eine weitere Transgressionsfläche (200 m westlich der letzteren) liegt 100/50 S auf brekziösem Hauptdolomit.

Tektonische Verbandsverhältnisse

Im einzelnen ist der ursprüngliche Transgressionsverband meist gestört. Im Norden sind dann die Kreidegesteine mit Hauptdolomit, Plattenkalk und Rät verschuppt oder diesen Gesteinen aufgeschoben. Wenn örtlich die Grobklastika ganz ausgequetscht sind, grenzen cenomane Mergel an Hauptdolomit.

Im Gebiet des Mühlberg-Grabens ist Hauptdolomit den südlichen Grobklastika steil aufgeschoben (70—80 S). Nördlich des Bichler-Sees und des Wildbarrens (östlich des Bichler-Sees) ist die Aufschiebung flach. Osswald hat diese als „Wildbarren-Überschiebung" beschrieben und illustriert (in Kraus & Ebers, 1965). Im Süden ist die Klammalm-Mulde (Rät, Jura) dem Kreidestreifen aufgescho-

ben, an der Beiwand mit 90/20 S — 120/50 S einfallender Grenzfläche. Die Cenoman-Psammite wurden beim Aufschub zerschiefert.

Nördlich der Beiwand sind Hauptdolomit, Rät, tiefer Jura (Adnether und Kieselkalke) und Cenoman schollenartig mit Nordvergenz verschuppt. Dies haben auch Osswald (1928) und Herbst (1938) erkannt. Die Kleinheit der Schollen (oft um wenige hundert qm), ihre Verteilung und das gleichsinnige Schichtfallen läßt die Vermutung Zeils (1955), sie seien durch Erosion freigelegte Teile des Untergrundes, ausscheiden. Malm- oder sichere Dogger-Schuppen sind, im Gegensatz zu Herbst, nicht gefunden worden (vergl. Kap. II, 1). An der Tatzelwurm-Straße und in besonderem Ausmaß im Einbach-Bereich sind Cenoman-Gesteine, Hauptdolomit und Plattenkalk, zum Teil in verwirrendem Wechsel, miteinander verschuppt. Die einzelnen Schichtpakete können teilweise durch Schichtfugengleitung wie Spielkarten durchmischt sein, wodurch die enorme, mehr oder weniger schichtparallele Beanspruchung in diesen Schuppenzonen angezeigt wird. Osswald hat sich diesem eigenartigen Gefüge in einer speziellen, leider nicht veröffentlichten Studie, eingehend gewidmet (Mskr. 1960) und die Schuppenbildung treffend „Lamellierung" genannt.

III. Überblick

1. Lithologie und Altersstellung

Eine lithologische Gliederung der Cenoman/Turon-Gesteine ist in groben Zügen möglich (Profilaufnahmen in Wolff, 1967, Mskr.). Allgemein ist die Tendenz der Verfeinerung der klastischen Komponenten von den Transgressions-Psephiten über Konglomerate und Feinbrekzien zu den Psammiten und Mergeln. Aber auch in den psammitischen Zonen schalten sich dann und wann Linsen gröberer Klastika ein, die auf episodische Schuttströme zurückzuführen sind. In einigen Fällen war jedoch nicht zu entscheiden, ob die Einschaltungen stratigraphischer oder tektonischer Natur sind. Die Abhängigkeit vom unmittelbaren Untergrund und von der Umgebung zeichnet sich aus dem petrographischen Bestand der gröberen Klastika besonders gut ab.

Die südlichen Grobklastika müssen aus faunistischen und lithologischen Gründen wie die nördlichen als Basis-Klastika gedeutet werden. Umgelagerte cenomane Schlickgerölle sind keine Anhaltspunkte für die bisherige turone Einstufung, aus welcher Überschiebungen abgeleitet wurden. Die umgelagerten Komponenten sind lediglich ein Hinweis auf Seichtwasser-Sedimentation, besonders im Verein mit Fossilschutt-Gesteinen, Geröllpsammiten und Konglomeraten.

Ob die Basis-Klastika Oberalb mitvertreten, wie es Osswald vermutete, ist unwahrscheinlich, da nach Zeil (1955) das Meer erst im Lauf des Cenomans in die Kalkalpine Innenzone eindrang. Spezialuntersuchungen an Orbitolinen könnten diese Frage genauer festlegen.

Die Mergel vertreten aufgrund der Fauna Cenoman bis Unter-Turon. Die neu gefundenen Turon-Mergel unterscheiden sich lithologisch von den cenomanen.

2. Paläogeographie und Tektonik

Das Cenoman-Meer transgredierte in der nördlichen Riesenkopf- und der südlichen Fahrenberg-Mulde über Dogger und Malm, im dazwischen liegenden Regauer Gebiet über Hauptdolomit und Plattenkalk, Rät und tiefen Jura. Ein im Norden gelegenes Festland (Zeil 1955) lieferte kristalline Gerölle bis in das Sedimentations-Gebiet der Riesenkopf-Mulde.

Im Regauer Bereich war zu Beginn der Transgression eine felsige, zerrissene Steilküste, wahrscheinlich mit Hebungstendenz. Dem anbrandenden Cenoman-Meer wurde lange Zeit heftiger Widerstand geboten, wie die mächtigen Basis-Brekzien zeigen. Nach der Aufarbeitung der Steilküste vertiefte sich das Meer rasch; die grobklastischen Sedimente treten gegenüber Psammiten und mergeligen Gesteinen immer mehr zurück. Schließlich wurden bis zu 150 m mächtige, überwiegend grüngraue Mergel und vereinzelt Kalkpsammite in einem ruhigen Meeresteil mit einseitigen bionomischen Bedingungen außerhalb der Litoralzone abgelagert.

Wie die Neuaufnahme ergab, befinden sich zwischen Riesenkopfmulde, Regauer Gebiet und Fahrenberg-Mulde keine Störungen größeren Ausmaßes, so daß man von benachbarten Sedimentationsräumen sprechen kann. Somit ist aus den verschiedenen Gesteinen der Transgressionsunterlage auf präcenomane weitspannige Verbiegungen, Hebungen und Senkungen zu schließen, aus denen heute wesentliche tektonische Strukturen (Synklinorium, Großer Muldenzug) hervorgingen. Die tektonische Analyse der Transgressionsunterlage im Bereich der aufgeschlossenen Transgressionsflächen weist zudem auf eine jedenfalls örtlich auftretende relativ enge präcenomane Faltung.

Auf Grund des Fehlens von Malm- und sicheren Doggerschuppen innerhalb des Kreidestreifens ist die Konstruktion eines großen präcenomanen Grabens (Herbst) mit West-Ost streichenden Brüchen nicht erforderlich (vgl. Kap. II, 1). Klufttektonische Beobachtungen sprechen ebenfalls gegen diese von Kraus (1951, S. 394; 1965, S. 41) übernommene Vorstellung. Ein derartiger Graben wäre auch nicht mit der tektonischen Deutung der Kluftsysteme in den bayerischen Alpen (Schmidt-Thomé 1953) vereinbar.

Der Fossilgehalt, die lithologische Zusammensetzung der Grobklastika, die Transgressionsflächen, die Lage der Turon-Mergel und tektonische Beobachtungen weisen den Kreidestreifen in den Grundzügen als nach Nord überkippte Mulde aus. Ihre Achsenfläche fällt mittelsteil nach Süden ein. Die Fenstertheorie Osswald's und damit eine Überschiebung weiteren Ausmaßes durch die „Schuppe IV" können nicht aufrecht erhalten werden. Die Anlage der Kreide-Mulde, der Schuppen- und Lamellenzonen sowie die Hebung und Aufschiebung der Klammalm-Mulde (Rät und Jura) auf die Kreide sind gemäß der Existenz von unterturonen Mergeln im Innern der Kreide-Mulde und dem Fehlen von jüngeren Ablagerungen als unterturonisch bis post-unterturonisch datierbar.

Von Stille wurden die Bewegungen in der höheren Unterkreide als „Stammfaltung" der Alpen bezeichnet („Austrische Phase"). Im östlichen Wendelstein-Gebiet sind jedoch keine präcenomanen Strukturen ausgebildet, für die diese Be-

zeichnung zutreffen würde. Zu demselben Ergebnis kam Zacher (1965) für die Tannheimer Berge (westliches Nordtirol).

Noch viel weniger wurden entsprechende Beobachtungen am Nordsaum der Kalkalpen gemacht, wie die von Zacher, 1965 (Tannheimer Tal) und Fahlbusch, 1964 (Kampenwand-Vorland) bekanntgemachten konkordanten, von der tiefen Unterkreide bis in das Cenoman reichenden Profile zeigen.

Bedeutende tektonische Umgestaltungen, so intensive Faltungen und Verschuppungen, sind erst für die Zeit nach der Ablagerung der Sedimente der tiefen Oberkreide festzustellen. Die besprochenen südlichen Grobklastika können jedoch nicht mehr als Anhaltspunkte für unter- bis mittelturone Wanderungen von Decken und Schuppen (Osswald 1928, Haber 1934) dienen, an deren Stirn Schuttmassen in Meeresstreifen eingeschüttet wurden.

Schriftenverzeichnis

Bolli, H., 1944: Zur Stratigraphie der oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. — Eclog. geol. Helvet. **37**, 217—331, 1 Taf., 6 Fig., Basel

Borsetti, A. M., 1960—62: Foraminiferi planctonici di una serie cretacea dei dintorni di Piobrico (Prov. di Pesaro). — Giornale di Geologia (Ann. Mus. Geol. Bologna) (2) **29**, 19—75, 7 Taf., 2 Tab., 245 Abb., Bologna

Bruggey, J., 1966: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Wendelstein-Gebiet: Gebiet südlich der Wendelsteinmulde, westlicher Teil. — Dipl. Arb. Mskr., Univ. München

Custodis, A. & P. Schmidt-Thomé, 1939: Geologie der bayerischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu. — N. Jb. Min. etc., Beil. Bd. **80**, Abt. B, 307—463, Stuttgart

Douglass, R. C., 1960: Revision of the Family Orbitolinidae. — micropaleontology, **6**, 3, 249—270, Taf. 1—6, 3 Abb., 1 Tab., New York

Fahlbusch, V., 1964: Die höhere Unterkreide des Kampenwand-Vorlandes (Chiemgauer Alpen). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. **4**, 107—125, München

Fraas, E., 1890: Das Wendelstein-Gebiet. — Geogn. Jh. **3**, 65—99, 1 geol. K., Kassel

Ganss, O., 1951: Sedimentation und Tektonik in den Kalkalpen zwischen Schliersee und dem Inntal. — Z. deutsch. Geol. Ges. **102**, 203—211, Hannover

Gümbel, C. W., 1861: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — 1—950, 42 Taf., Gotha (Perthes)

Haber, G., 1934: Bau und Entstehung der bayerischen Alpen. — „Deutsche Landeskunde" **3**, 1—206, 16 Abb., München

Hagn, H. & W. Zell, 1954: Globotruncanen aus dem Ober-Cenoman und Unter-Turon der Bayerischen Alpen. — Eclog. geol. Helvet. **47**, 1—60, 3 Fig., 1 Tab., 7 Taf., Basel

Hasemann, W., 1929: Geologie des Brünnstein- und Traithengebietes in den oberbayerischen Alpen. — 45 S., 1 geol. K., München

Herbst, H. G., 1938: Das Alter der tektonischen Bewegungen in den bayer. Alpen. — Abh. Preuss. Geol. L.-A., N. F. **187**, 4—61, Berlin

Klaus, J., 1960: Le „Complex schisteux intermediaire" dans le Synclinal de la gruzère (Préalpes médianes), Stratigraphie et Micropaléontologie, avec l'étude spéziale des Globotruncanides de l'Albien, du Cénomanien et du Turonien. — Eclog. geol. Helvet. **52**, 753—851, 9 Abb., 2 Tab., 8 Taf., Basel

Kockel, C. W., Richter, M. & H. G. Steinmann, 1931: Geologie der bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. — Wiss. Veröff. DÖAV 10, Innsbruck

Kraus, E., 1951: Die Baugeschichte der Alpen I. — 520 S., 138 Abb., 16 Taf., Berlin
Kraus, E. & E. Ebers, 1965: Die Landschaft um Rosenheim. In „Quellen und Darstellungen zur Geschichte der Stadt und des Landkreises Rosenheim“ **4**, 1—245, 50 Abb., 12 Prof., 2 Taf., 2 Tab., 1 geol. K., Rosenheim
Kruse, G., 1964: Über eine Alb-Fauna aus dem Tennbodenbach bei Niedernfels zwischen Kampenwand und Achental (Chiemgauer Alpen). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. **4**, 1—175, München
Lehmann, R., 1962: Étude des Globotruncanides du Crétacé supérieur de la Province de Tartago (Maroc occidental). — Notes serv. geol. Maroc. **156**, 133—180, 1 Fig., 12 Taf., Rabat
Müller, Wo., 1966: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Wendelstein-Gebiet: Wendelstein—Niederaudorfer Waldalpe. — Dipl. Arb. Mskr., Univ. München
Osswald, K., 1928: Die Wendelsteingruppe. Abriß der stratigraphischen, tektonischen und morphologischen Geschichte. — Mitt. Geogr. Ges. **21**, 183—304, 1 geol. K. 1:25 000, Profiltaf. 1:25 000, München
Osswald, K., 1960: Der Einbachhang und die Wildbarren-Mittelkreide. — Unveröff. Mskr., Übersichtsk. 1:12 500, 7 geol. K. 1:1 000, Profiltaf., München
Rahman, A., 1967: Die Gastropoden der Oberkreide (Ober-Cenoman) von Hölzelsau bei Niederndorf in Tirol. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. **7**, 23—135, Taf. 3—7, 15 Abb., München
Richter, M., 1937: Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. — Deutscher Boden **5**, 1—179, 56 Abb., Berlin
Schmidt-Thomé, P., 1953: Klufttektonische Beobachtungen in den Bayerischen Alpen. — Geologica Bavarica **17**, Bayer. geolog. Landesamt, München
Takayanagy, Y., 1965: Upper Cretaceous Planctonic Faraminifera from the Putah Creek Subsurface Section along the Jolo-Solano County Line, Californien. — Sci. Rep. Tohoku Univ., 2 Ser. (Geol.) **36**, 161—237, Sendai
Wolff, H., 1967: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Wendelsteingebiet: Arzmoos — Bichlersee. — Dipl. Arb. Mskr., 1—87, 1 geol. K., Univ. München
Wolff, H., 1968 b: Neue Ergebnisse der geologisch-paläontologischen Untersuchungen im „Hochbajuvaricum“ des östlichen Wendelstein-Gebietes (Bayerische Alpen). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. **8**, 393—413, 3 Abb., München
Zacher, W., 1966: Die kalkalpinen Kreideablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Nordtirol). Mit einem mikropaläontologischen Beitrag von F. Bettenstaedt. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. **6**, 213—227, München
Zeil, W., 1955: Die Kreide-Transgression in den bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **101**, 141—226, Stuttgart
Zeil, W., 1962: Zur Frage der Faltungszeiten in den deutschen Alpen. — Z. deutsch. geol. Ges., **113**, 359—366, Hannover

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 8 323—326 München, 15. 12. 1968

Eine neue unteroligozäne Spaltenfüllung

Von Jürgen Trischler[1]) & Hans Winkler[2])

Mit 1 Abbildung, 1 Tabelle

Bei Sprengarbeiten zur Erweiterung und Sicherung der steinschlaggefährdeten Straße von Harburg nach Ronheim 880 m NE der Kirche Harburg (Blatt 7230 Donauwörth R 04450 / H 06900) wurde im autochthonen Weißjura δ (Schröder & Dehm 1950, S. 40 und geol. Karte) ein lehmführendes Spaltensystem freigelegt.

Dieses wurde von den Verfassern im September 1967 auf Fossilführung untersucht. Auf Grund des positiven Befundes wurden die Spalten bzw. die Schlotten einer genaueren Betrachtung unterzogen. Der durch die Sprengung freigelegte, nahezu senkrechte Aufschluß ist als Ostwand einer NNE-SSW streichenden Kluft zu betrachten, die sich nördlich und südlich der Aufschlußwand in das Anstehende weiter verfolgen läßt. Sie hat sich nach oben zur Spalte erweitert, so daß eine Auffüllung derselben ermöglicht wurde. Relikte dieses ehemaligen Spaltenmaterials sind fast an der gesamten Aufschlußwand zu beobachten (in Abb. 1 feingestrichelt).

Die heute noch vorhandenen drei Spalten sind daher als Nebenspalten der früheren Hauptspalte zu betrachten, das Ganze also als ein ehemals zusammenhängendes Spaltensystem. Sie sind auf einer Länge von 13 m in der unteren Wandhälfte freigelegt. Die einzelnen Breiten liegen zwischen 0,90—2 m. Auflösungserscheinungen an den meist vertikalen Schlottenwänden sind häufig zu beobachten.

Das Füllmaterial ist ein gelblich-rötlichbrauner Lehm mit reicher Quarzgeröll- und Bohnerzführung.

Bei den Quarzen lassen sich wasserklare von derb undurchsichtigen unterscheiden, wobei die ersteren in den kleineren Fraktionsgrößen des Schlämmrückstandes überwiegen, letztere in den größeren. Der Rundungsgrad unterliegt großen Schwankungen.

Die Bohnerze sind gleichmäßig im Spaltenlehm verteilt. Nesterweise Anreicherung wurde nirgends beobachtet. Der Rundungsgrad ist meist vollkommener

[1]) Dipl.Geol. Jürgen Trischler, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10/II.

[2]) Dipl.-Geol. Hans Winkler, Geologisches Institut der Technischen Hochschule, 8 München 2, Arcisstr. 21.

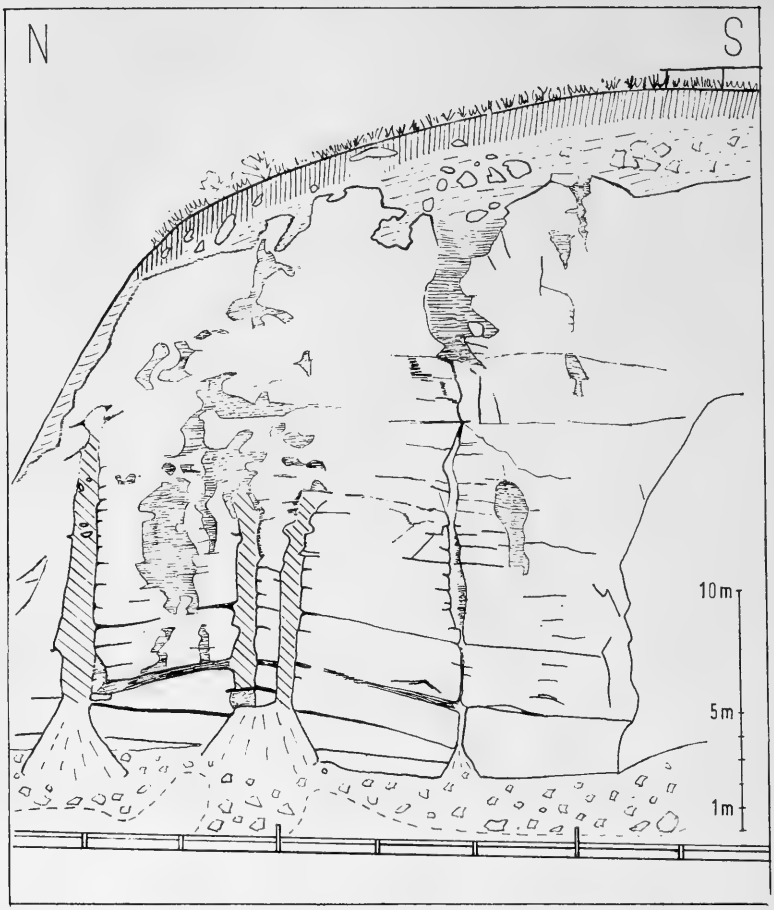


Abb. 1. Skizze der drei Spalten von Harburg.

wie bei den Quarzen, obgleich kantengerundete Bohnerze keine Seltenheit sind. An durchbrochenen Körnern läßt sich oft Schalenaufbau erkennen.

An weiteren Bestandteilen des Spaltenlehms sind kalkige und kieselige Malmkomponenten zu nennen.

Der mit dem Auge sichtbare Fossilinhalt ist gleichmäßig verteilt. Es überwiegen tertiäre Wirbeltierreste; außer ihnen ist ein einziger Rest einer in alttertiären Spaltenfüllungen seltenen Landschnecke zu erwähnen:

Clausiliidae gen. et sp. indet.

Die aus dem Weißjura ausgewitterten Evertebraten sind untergeordnet, von ihnen fanden sich im Schlämmrückstand:

Porifera
Bryozoa
Echinodermata

Die Wirbeltierfauna dieser Spalten wurde freundlicherweise durch Herrn Dr. V. Fahlbusch und Herrn Dipl.-Geol. N. Schmidt bestimmt:

Reptilia (Kriechtiere)
Testudinata (Schildkröten): Plattenbruchstücke
Lacertilia (Eidechsen): Kieferbruchstücke

Mammalia (Säugetiere)
Chiroptera (Fledermäuse): Kieferbruchstücke
Carnivora (Raubtiere): einige Gebiß- und Knochenreste

Rodentia (Nagetiere)
Pseudosciurus suevicus Hensel: Einzelzähne und Kiefer
Suevosciurus fraasi (F. Major): Einzelzähne und Kiefer
Isoptychus sp.: Einzelzahn

Ungulata (Huftiere)
Dacrytherium sp.: Einzelzahn
Diplobune bavaricum Zittel: Einzelzähne
Paloplotherium minus (Cuvier): Einzelzähne

Mit Hilfe dieser Fauna läßt sich das Alter der neuen Spaltenfüllung nach Herrn Dipl.-Geol. N. Schmidt als Unteroligozän angeben.

Die nördliche Nebenspalte hat an der Basis eine Breite von 1,95 m und verjüngt sich nach oben auf 0,70 m. Ihre Höhe beträgt 12 m. Die Schlottenwände sind senkrecht und die Spaltenfüllung von ihnen meist scharf abgesetzt. Die südliche Wand zeigt im obersten Teil einen Kalksinterüberzug und eine etwa faustgroße kolkartige Austiefung. Die Vertiefung sorgte an den Wänden für abgerundete Formen.

Der allgemeinen Beschreibung des Spaltenlehms kann man hier besonders gut zu beobachtende rötlich-grünlichgraue Einschaltungen hinzufügen, die sich durch einen erhöhten Kalkgehalt HCl!) und eine verminderte Bohnerzführung auszeichnen (Tab. 1). Der Übergang zum braunen Spaltenlehm ist völlig kontinuierlich. Aus dieser Spalte wurde der Quarz- und Bohnerzanteil des Schlämmrückstandes genauer untersucht (der weitere Anteil an Weißjurasplittern und Fossilresten blieb unberücksichtigt).

Tab. 1: Abhängigkeit der Quarze und Bohnerze von der Fraktionsgröße.

Fraktion mm	gelblich-brauner Lehm % Quarz	% Bohnerz	grünlich-rötlicher Lehm % Quarz	% Bohnerz
2,0—6,3	0,8	7,6	12,7	3,2
1,0—2,0	7,3	17,5	9	2,1
0,6—1,0	16	9	20	1,0
0,2—0,6	44	7	22	0,7
<0,2	43	10	17	0,6

Aus Tab. 1 wird ersichtlich, daß:

1. beim gelblich-braunen Spaltenlehm der Quarz-Prozentgehalt mit abnehmender Fraktionsgröße immer mehr zunimmt, während die Bohnerz-Prozentzahlen (mit Ausnahme der Fraktion 1,0—2,0 mm) ungefähr gleich bleiben;
2. beim grünlich-rötlichen Spaltenlehm der Bohnerzanteil wesentlich geringer ist als beim gelblich-braunen;
3. beim grünlich-rötlichen Spaltenlehm der Bohnerzanteil mit kleiner werdender Fraktionsgröße abnimmt.

Die Spaltenfüllung ist also nicht einheitlich. Die Unterschiede dürften sowohl primär sein, als auch — infolge verschiedenen Verhaltens gegenüber späteren Lösungsvorgängen — sekundär sein.

Die mittlere und südliche Nebenspalte weisen gegenüber der nördlichen keine Besonderheiten auf. Die mittlere ist 1 m breit, behält diese Breite nach oben und ist 11 m hoch; die südliche ist 0,90 m breit und hat eine Höhe von 10 m.

Die drei Spalten liegen im unteren Wanddrittel. Ihre Basislinie liegt etwa 28 m unter der heutigen Landoberfläche.

Literatur

Schröder J. & Dehm R.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Harburg. — Abh. naturw. Ver. Schwaben, **5**, 147 S., 1 geol. Karte, Augsburg 1950.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 8 327—391 | München, 15. 12. 1968

Der Aussüßungs- und Verlandungsprozeß im Bereich der Brackwassermolasse Niederbayerns

Von W. Richard Schlickum, Oberelfringhausen, & Friedrich Strauch, Köln*)

Mit 7 Abbildungen und 2 Tabellen

Zusammenfassung

Die auskartierbaren 7 petrofaziellen Einheiten, in die sich die Oncophoraschichten der niederbayerischen Brackwassermolasse unterteilen lassen, nämlich Mehlsande, Schillhorizont, Glimmersande (Untere Oncophoraschichten), Aussüßungshorizont, Schillsande, Uniosande und Lakustrische Schichten (Obere Oncophoraschichten), geben den Ablauf eines kontinuierlichen Aussüßungs- und Verlandungsprozesses wieder. Er läßt sich durch paläontologische und biofazielle Befunde in Übereinstimmung mit den sedimentären belegen.

Die Mehlsande und ihre fazielle Vertretung, die Aidenbacher „Brakkischen Mergel", sind im etwa 20—30 m tiefen, pliohalinen uferfernen Stillwasser eines Brackwassermeeres mit ärmlichen Lebensverhältnissen abgelagert worden. Küstennäher bildeten sich im Bereich der kritischen Linie durch wandernde Sandbänke fortlaufend autochthone Sohlenpflaster, die zum sogenannten Schillhorizont zusammenwuchsen. Diese Vorgänge spielten sich wahrscheinlich um oder unter 10 m Wassertiefe ab. Oberhalb dieser Tiefenzone bis zur Küste wurden die Glimmersande abgesetzt. Sie stellen einen optimal durchlüfteten, aber infolge nach oben zunehmender Wasserturbulenz und daraus resultierender stetiger Umlagerung für Mollusken immer ungünstiger werdenden Biotop dar (letal-lipostrate Fazies). Der Abschluß der Glimmersandsedimentation (am Profilstandort!) bedeutet das Ende des freien Brackmeeres.

Die Oberen Oncophoraschichten beginnen mit der heterogenen Folge des sogenannten Aussüßungshorizontes, der meist mit einem humosen Wurzelboden einsetzt, welcher einen Strand- oder Uferwälle einnehmenden Vegetationsgürtel anzeigt. Hinter diesen Barrieren bildeten sich nahezu limnische (oligohaline), flache Becken (Abb. 7) mit entsprechender Fauna und (zumindest randlich) üppiger Flora. Zwischengeschaltet sind Sandzungen distributärer Flußmündungssysteme, die Mollusken des fließenden Wassers führen.

*) Dr. W. R. Schlickum, 4321 Oberelfringhausen 63; Dr. F. Strauch, Geologisches Institut, 5 Köln, Zülpicher Str. 49.

Aus diesen Schichten gehen allmählich die Schillsande hervor. Sie wurden in flachen größeren Lagunenbereichen hinter der Küstenlinie abgesetzt. Durch Setzung des Untergrundes konnte in diese Regionen immer wieder Fluß- oder Seewasser einbrechen, so daß poikilohaline Faunenfolgen für die nur wenige dm oder m tiefen Wannen mit wechselhafter Sedimentation kennzeichnend sind.

Die Uniosande stellen fluviatile Folgen mit Mollusken des strömenden Wassers dar, die von mäandrierenden Flußläufen oberhalb ihrer distributären Mündungsbereiche geschüttet wurden. Die Mündungsnähe machte sich durch gelegentlichen Brackwassereinfluß (oligohalin) bemerkbar.

In den weiten Arealen zwischen diesen Flußläufen wurden in Altwässern, die durch Setzung zu Seen verschmelzen konnten, die Lakustrischen Schichten abgesetzt. Diese Gebiete gingen küstenwärts in die größeren Lagunenbereiche der Schillsande über, aus denen auch noch einzelne Brackwasserschübe (durch Windstau u. ä.) abzuleiten sind. So zeigen die Mollusken-Zönosen rein limnische bis oligohaline Verhältnisse an.

Aus der Entwicklung der Fauna der Brackwassermolasse Ostniederbayerns, des Ulm-Kirchberger Raumes und Niederösterreich-Mährens und ihrer Endemismen ergibt sich eindeutig, daß alle 3 Bereiche getrennte Becken darstellen und auch zwischenzeitlich keine Verbindung — zumindest nach Südosten — mehr bestand.

Für die einzelnen Einheiten der bayerischen Oncophoraschichten läßt sich eine zeitschräge Ablagerung ableiten 1. aus der Entwicklung der Fazies, 2. durch den Beweis gleichzeitiger Ablagerung verschiedener Fazies und 3. durch das die Profile schräg schneidende Auftreten bzw. Erlöschen von Leitfossilien.

Somit ergibt sich für Ostniederbayern ein kontinuierlicher einmaliger Aussüßungsvorgang vom vollmarinen und brachyhalinen (OMM) über den pliohalinen bis zum infrahalinen (Oncophoraschichten, BM) und schließlich endgültigen Süßwasserbereich (OSM).

Summary

The Oncophora Beds of the Lower Bavarian brackish water molasse are divided into 7 mappable units:

Upper Oncophora Beds	Lakustrische Schichten
	Uniosande
	Schillsande
	Aussüßungshorizont
Lower Oncophora Beds	Glimmersande
	Schillhorizont
	Mehlsande

This seven-fold succession represents a continuous trend towards the freshening of the Miocene brackish water sea linked to its infillings and downward warping. Such a conclusion is indicated by both the bio- and litho-facies.

The Mehlsande and the equivalent Brackische Mergel of Aidenbach were deposited in the central areas of the brackish sea. The water, 20 to 30 m.

deep, was quiet, pliohaline and did not offer good living conditions. Nearer the shoreline at a critical zone of perhaps some 10 m. depth autochthonous Sohlenpflaster, formed from migrating sandbanks, coalesced to cretate the Schillhorizont. From this line to the shore itself the Glimmersande were deposited. They indicate conditions of optimal aeration of the sea floor although continual movement of sediment associated with rising turbulence inshore created an increasingly unsuitable environment for molluscs. On the vertical profile of any given locality the end of the Glimmersande marks the close of the open brackish sea.

The Upper Oncophora Beds begin with the heterogenous sequence of the so-called Aussüßungshorizont. Mostly this has a root horizon at its base representing the vegetation belt associated with the back-beach embankments and with the levees of distributary river systems. Sand layers with freshwater molluscs such as *Unio* are suggestive of the correctness of this interpretation. Behind these barriers shallow limnic (oligohaline) lagoons existed with a typical fauna and, at least marginally, a rich flora.

There is a gradual transition from the beds just described into the Schillsande which were formed in large shallow lagoonal areas to the rear of the coastline. Compaction played an important role in their life allowing more or less frequent invasions of the rivers or the sea. The mark of this facies is a poikilohaline faunal succession originating in water of little depth and associated with a variety of lithologies.

The Uniosande are a fluviatile succession with molluscs of meandering river systems. Deposition occured in the area just upstream of the mouths of distributaries, an environment suggested by the occasional evidence of brackish water sediments.

Areas between these river systems were occupied by cut-off meanders and lakes where the Lakustrische Schichten were deposited. In the direction of the coastal lagoons they merge gradually into the Schillsande. The very occasional incursion of the sea into this area is suggested by certain rare elements in the molluscan coenoses.

The brackish water faunas of eastern Lower Bavaria belong to three basins (Kirchberg/Ulm, Eastern Bavarica and Niederösterreich/Mähren) a fact testified to by the individual distinctiveness of the evolution of the fauna in each case. It is also evident that little or no free passage existed between the three areas during their existence.

Each lithofacies of the Bavarian Oncophora Beds is diachronous as shown by facies' development, the simultaneous depostion of different lithologies and by the obliquity of any given lithology to the time planes of guide fossils.

The geological evidence from the Molasse thus indicates a gradual, but continuous progression from fully marine to final fresh water conditions with all intermediate stages represented — full marine to slightly reduced salinity (Upper Marine Molasse), brackish to very reduced salinity (Brackish Water Molasse: the Oncophora Beds) and fresh water (Upper Freshwater Molasse).

Inhalt

A. Vorwort 330
B. I. Die Grundlagen der Untersuchungen 331
1. Die bisherigen Auffassungen 331
a) Wittmann (1957) 331
b) Mayr (1957) 332
c) Schauerte (1963) 332
d) Grimm (1963; 1964) 334
e) Schlickum (1964 a) 334
f) Buchner (1967) 335
2. Die Nomenklatur 335
3. Das aktuogeologische Konzept 337
4. Die Verbreitung der Schichten 338
II. Der Ablauf der Aussüßung und Verlandung innerhalb der faziellen Einheiten . 339
1. Der Mehlsand-Bereich 339
2. Der Schillhorizont 345
3. Der Glimmersand-Bereich 352
4. Der Bereich des Aussüßungshorizontes 355
5. Der Schillsand-Bereich 364
6. Die Uniosande 370
7. Die Lakustrischen Schichten 375
C. Die Schlußfolgerungen 380
1. Die Abschnürungen des Beckens 380
2. Die zeitschräge Lage des Profiles 383
3. Der einheitliche Ablauf der Aussüßung 386
D. Schriften 389

A. Vorwort

Wittmann hat sich in seiner grundlegenden stratigraphischen Arbeit (1957) auch mit dem Aussüßungs- und Verlandungsprozeß, welcher die Sedimentation der Brackwassermolasse Niederbayerns bestimmt hat, befaßt. Da petrographische und geologische Befunde nicht genügend Anhaltspunkte hergeben konnten, lag für ihn der Versuch nahe, auch die abgelagerten Mollusken mit ihrer hohen ökologisch-biologischen Aussagekraft auszuwerten. Er hat hierbei aber die Taxonomie der Fauna und somit ihre synökologischen Aussagen nicht hinreichend berücksichtigen können. Das Schrifttum zur Biologie des Brackwassers hat er nicht ausgewertet. So gelangte Wittmann, wie Schlickum in seiner Arbeit über die Molluskenfauna des Gebietes (1964 a: 49, 50) bereits nachgewiesen hat, zu Vorstellungen, welche einer biologischen Überprüfung nicht standhalten.

Inzwischen hat Grimm (1964) versucht, unter Weiterentwicklung der Auffassungen Wittmanns zu einer Darstellung des Aussüßungs- und Verlandungsprozesses zu gelangen. Zur näheren Begründung seiner Ansichten hat er sich ebenfalls auf das malakologische Gebiet begeben, ohne die biologisch-ökologischen Aussagen zutreffend zu würdigen und auszuwerten. Seit der Zeit von Ammons (1887) sind unsere Kenntnisse gerade über die unterschiedlichen Biotope außerordentlich gewachsen. So sollte versucht werden, die Geschichte der Brackwassermolasse des östlichen Niederbayerns nicht nur unter tektonisch-stratigraphischen Aspekten

(Grimm 1964), sondern auch unter modernen bio- und petrofaziellen Gesichtspunkten zu klären, um ein natürliches Bild des Ablaufes zu erhalten.

Die Ausführungen Grimms haben uns veranlaßt, den malakologischen, sowie bio- und petrofaziellen Befund erneut zu überprüfen. Das Ergebnis ist die vorliegende Arbeit. An der Grundauffassung von Schlickum (1964 a) hat sich nichts geändert. Wir können aber heute ein wesentlich modifizierteres und schärferes Bild über den Ablauf der Aussüßungs- und Verlandungsvorgänge geben.

Anregende Diskussionen vor und während der Abfassung des Manuskriptes sind uns eine nützliche Hilfe gewesen. So möchten wir uns auch an dieser Stelle bei Prof. Dr. U. Jux, Geologisches Institut Köln, Dr. H.-E. Reineck, Dr. W. F. Gutmann und Dr. H. Hertweck von der Senckenbergischen naturforschenden Gesellschaft, Dr. P. Čtyroký, Geologische Zentralanstalt Prag, und Dr. H. Zöbelein, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München, recht herzlich bedanken. Dr. J. T. Renouf, St. Brelade, Jersey, verdanken wir die englische Zusammenfassung. Im Rahmen eines größeren Untersuchungsprogrammes waren dem einen der beiden Autoren (Strauch) von seiten der Deutschen Forschungsgemeinschaft die Geländeuntersuchungen ermöglicht worden. Auch ihr gilt unser herzlicher Dank.

B. I. Die Grundlagen der Untersuchungen

1. Die bisherigen Auffassungen

a. Wittmann (1957)

Die Brackwassermolasse Niederbayerns gliedert Wittmann (1957)[1]) erstmalig in 4 „Einheiten" (I—IV) mit den Bezeichnungen „Mehlsande" (: 56), „Glimmersande" (: 64), „Schillsande" (: 75) und „Süßwassersande und -Mergel" (: 79) (Tab. 1). Außerdem rechnet er zwei Horizonte, welche er „Schillhorizont" (: 62) und „Aussüßungshorizont" (: 70) nennt, den Glimmersanden als „Leithorizonte" (1—2) in der Weise zu, daß er den Schillhorizont als „Basis" (: 93, 95) und den Aussüßungshorizont als obersten (höchsten) Teil der „Glimmersande" (: 73) bezeichnet. Die „Uniosande" Zöbeleins (1940: 246) sieht Wittmann als untersten Teil der Süßwassersande und -Mergel an (: 79—80).

In der Aussüßungsfrage geht Wittmann von der auf einer unzureichenden Beurteilung der eingelagerten Mollusken beruhenden[2]) Ansicht aus (vgl.

[1]) Zur Diskussion der älteren Literatur vgl. Wittmann (1958), Grimm (1963, 1964) und Schlickum (1964 a).

[2]) Wenn man

a) die Arten der im Brackwasser lebenden Gattung *Congeria* Partsch 1863 als solche der Süßwassergattung *Dreissena* van Beneden 1835 (unter der ungültigen Bezeichnung *Dreissensia* van Beneden) aufführt, obwohl Dunker seine Art *amygdaloides* bereits 1851, also vor über 100 Jahren, als *Congeria* beschrieben hat, und obwohl die Gattung *Dreissena* erst im Pannon entstanden ist, Fortsetzung Seite 332 unten

Schlickum 1964 a: 49—50), daß sowohl der Aussüßungshorizont wie auch die „Süßwassersande und -Mergel" bereits voll ausgesüßt gewesen wären. Da er außerdem glaubt, zwischen den beiden von ihm angenommenen Aussüßungsphasen Übereinstimmungen feststellen zu können, gelangt er zu der Annahme von zwei „Rhythmen der Sedimentation im Sinne einer Wechselfolge von ruhigen Sedimentationsbedingungen mit darauf folgender Unruhe im Absatzraum" (: 94).

Eine konkrete ökologisch-biologische Vorstellung gibt Wittmann nicht.

b. Mayr (1957)

Mayr folgt im wesentlichen der stratigraphischen Auffassung Wittmanns (Tab. 1). Auf einige besondere, zum Teil im Gegensatz zu Wittmann stehende, interessante Einzelbeobachtungen Mayrs werden wir noch eingehen. Zum Aussüßungsvorgang äußert sich Mayr nicht.

c. Schauerte (1963)

In seiner stratigraphischen Darstellung weicht Schauerte (1963)[3]) weniger in sachlicher, als in nomenklatorischer Hinsicht von der Auffassung Wittmanns ab, nämlich insofern, als er ohne nähere Begründung auch den Schillhorizont, den Aussüßungshorizont und die Uniosande als selbständige Einheiten behandelt (: 6), aber andererseits die „Limnischen Süßwasserschichten" aus den „Brackischen Schichten" (= Oncophoraschichten im Sinne Schauertes) ausklammert und zusammen mit den hangenden fluviatilen Süßwasserschichten zu „Süßwasserschichten" (: 19, 104) zusammenfaßt (Tab. 1). Diese Zusammenfassung beruht auf der unzutreffenden Annahme, daß auch die „Limnischen Süßwasserschichten", ihrer in jeder Weise unglücklichen Bezeichnung entsprechend, vollständig ausgesüßt wären.

Die Wittmannsche Ansicht von Sedimentations-Rhythmen modifiziert Schauerte (1963: 132) in der Weise, daß er zwei Zyklotheme aufstellt. Er geht

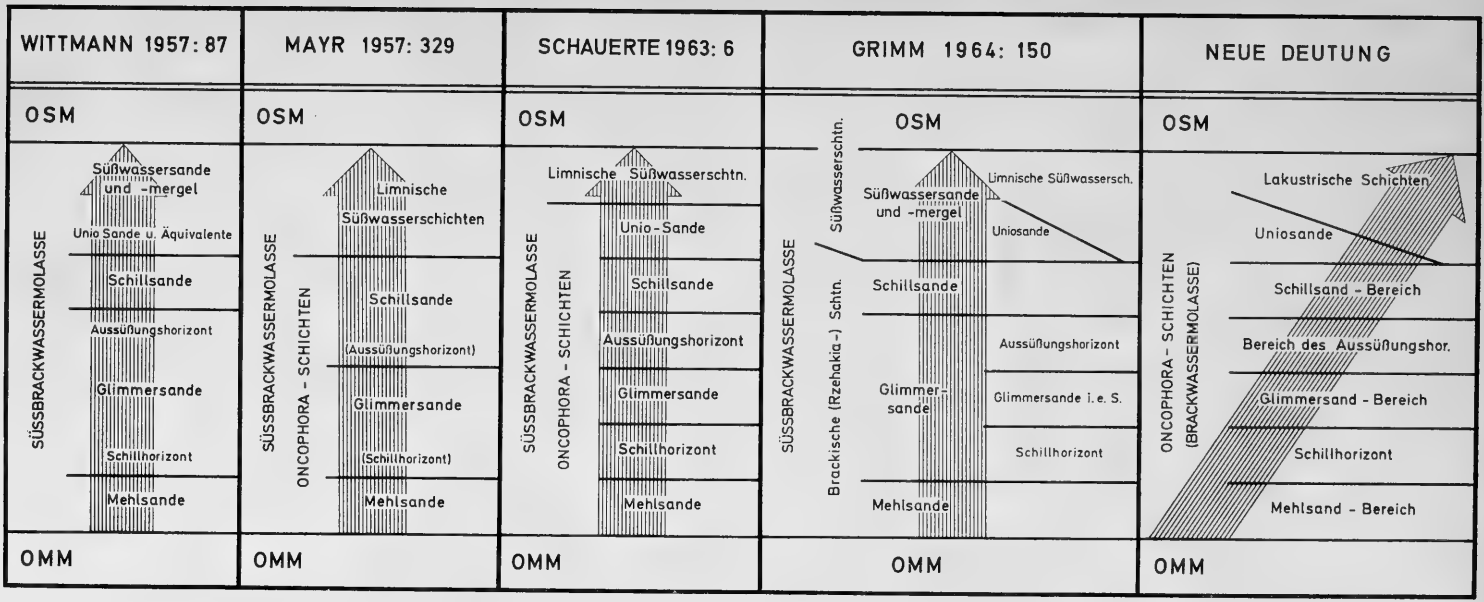
b) die brackisch auftretende Gattung *Clithon* Montfort 1810 und die Süßwassergattung *Theodoxus* Montfort 1810 unter der (seit der Jahrhundertwende nicht mehr gültigen) Bezeichnung *Neritina* Lamarck 1816 zusammenfaßt,

c) der Tatsache nicht Rechnung trägt, daß die im Aussüßungshorizont in großer Individuenzahl auftretenden Hydrobiiden (*Hydrobia* Hartmann 1821 und *Nematurella* Sandberger 1874) auf Brackwasser hinweisen,

d) nicht bedenkt, daß Süßwassergastropoden und -Lamellibranchiaten auch in Brackwasser vorstoßen können,

kann man naturgemäß nicht zu genauen Ergebnissen gelangen. Nur so erklärt es sich, daß Wittmann (: 86) für den Aussüßungshorizont zu dem Ergebnis kommt, „die Arten der Gattungen *Unio, Helix, Planorbis, Ancylus, Neritina, Melanopsis, Dreissensia*" (er versteht hierunter die Gattungen *Unio* bzw. *Anodonta, Cepaea, Planorbarius* bzw. *Gyraulus, Ancylus, Theodoxus* bzw. *Clithon, Melanopsis, Congeria*) belegten ... „e i n d e u t i g e Süßwasserverhältnisse"! (Sperrung durch uns).

[3]) Die Arbeit Schauertes ist nur als Dissertation gedruckt worden. Sie trägt zwar das Erscheinungsjahr 1962, ist aber — nach brieflicher Mitteilung — erst Ende 1963 (während der Drucklegung der Arbeit Schlickum [1964 a]) erschienen.



Tab. 1: Bisherige und neue stratigraphische Gliederungen der ostniederbayerischen Brackwassermolasse. Die Pfeile geben den von den einzelnen Verfassern gedachten Zeitablauf an.

hierbei soweit, sie in je eine rhythmisch wiederkehrende Ingressionsphase, eine Zuschüttungsphase und in eine abschließende Emersionsphase zu gliedern, auf die er ein tektonisches Gebäude errichtet (: 131—132).

d. Grimm (1963; 1964)

Auch Grimm wiederholt, im ganzen gesehen, die stratigraphische Ansicht Wittmanns, wenn man davon absieht, daß Grimm die „Süßwassersande und -mergel" Wittmanns unter Beibehaltung als Oberbegriff[4]) in die Uniosande (Zöbelein 1940: 246) und die „Limnischen Süßwasserschichten" (Grimm 1957: 103) unterteilt (1964: 145, 155—156) (Tab. 1). Grimm versucht darzulegen, daß sich die Aussüßung zum ersten Mal entsprechend Wittmanns (1957) Annahme im sogenannten Aussüßungshorizont und zum zweiten Male — nun endgültig — innerhalb der „Limnischen Süßwasserschichten" vollzogen habe. So übernimmt er das Schema Schauertes und spricht von zwei Sedimentationszyklen, deren Ursache eine tektonische Hebung des Gebietes zu Beginn der Ablagerung des „Aussüßungshorizontes" und eine entsprechende Absenkung zu deren Ende sein soll (1964: 145, 164—166, 171, 173).

Die konkrete Vorstellung Grimms beschränkt sich auf die Annahme, daß von den Mehlsanden bis zum Beginn der Ablagerung der „Limnischen Süßwasserschichten" ein „Brackmeer" (: 166) in Gestalt eines „einheitlich durchströmten Beckens" (: 145, 168) vorgelegen habe, das erst dann in eine „Seen- und Tümpellandschaft" (: 145) aufgelöst worden sei. Nähere Angaben darüber, wie er sich ein „einheitlich durchströmtes Becken" vorstellt, macht Grimm nicht.

e. Schlickum (1964 a)

Schlickum hat in seiner Arbeit über die Molluskenfauna (1964 a) die Brackwassermolasse Niederbayerns mit eingehender ökologischer Begründung (: 37—49) in 7 Horizonte gegliedert:

7. Limnische Süßwasserschichten,
6. Uniosande,
5. Schillsande,
4. Aussüßungshorizont,
3. Glimmersande,
2. Schillhorizont,
1. Mehlsande.

Bei der Darstellung dieser Horizonte hat sich Schlickum auch mit der Aussüßungs- und Verlandungsfrage befaßt und eine biofaziell begründete Ausdeutung des Ablaufs zu geben versucht. Bei dieser aktuogeologischen Betrachtungsweise ge-

[4]) Grimm faßt die teils brackischen Uniosande und die überwiegend brackischen „Limnischen Süßwasserschichten" weiterhin unter dem Oberbegriff „Süßwassersande und -Mergel" zusammen, obwohl er die Uniosande zusammen mit Mehlsanden, Schillhorizont und Glimmersanden einem „einheitlich durchströmten Becken" zurechnet, die „Limnischen Süßwasserschichten" dagegen als lagunäre Bildungen ansieht.

langte er im Gegensatz zu WITTMANN (1957) und GRIMM (1963, 1964) für die gesamte Brackwassermolasse Niederbayerns zu einem „einmaligen, einheitlichen Aussüßungsvorgang mit örtlichen Differenzierungen" (: 57), in den sich die lithofazielle Folge zwanglos eingliedert.

GRIMM (1964: 147, Fußnote 2) meint, gegen SCHLICKUMS Auffassung sprächen „alle geologischen Befunde". Er begründet seine Ansicht mit den Sätzen:

„Der Aussüßungshorizont, der die brackischen Glimmersande von den ebenfalls brackischen Schillsanden trennt, stellt eine in ganz Ostniederbayern verbreitete, synchrone limnische bis terrestrische Einschaltung mit nur noch schwach brackischen Einflüssen[5]) dar. Er dokumentiert für kurze Zeit die Herrschaft des Süßwassers über das Brackwasser, wobei es in den einzelnen Inseln sogar zur Verlandung des Beckens kam. Der Aussüßungsvorgang des Miozänmeeres ist somit nicht einheitlich, sondern zyklisch gegliedert verlaufen. Die Grenze zwischen beiden Zyklen liegt zwischen dem Aussüßungshorizont und den Schillsanden und ist durch eine überall wirksame abrupte Aufsalzung des Beckens und damit durch einen markanten Sprung im Milieu und in der Fauna gekennzeichnet".

Wie wenig stichhaltig diese Bemerkung ist, werden die folgenden Untersuchungen zeigen.

Der gegensätzliche Standpunkt der Darstellungen von WITTMANN (1957), MAYR (1957), SCHAUERTE (1963) und GRIMM (1963, 1964) zu der von SCHLICKUM (1964 a) und der vorliegenden Untersuchunge liegt darin, daß für jene Autoren „rock unite" gleich „time unite" bedeutet.

f. BUCHNER (1967)

Nach Abschluß des Manuskripts erschien die umfangreiche Zusammenstellung BUCHNERS über die unteren Oncophoraschichten Niederbayerns. BUCHNER übernimmt im Rahmen des Bekannten die Auffassung von WITTMANN (1957), MAYR (1957), SCHAUERTE (1964) und GRIMM (1963, 1964), ergänzt sie durch gefügekundliche Beobachtungen, indem er anorganische und organische Sedimentgefüge — vereinzelt auch quantitativ — erfaßt. Dabei führt er allerdings keine biologische Funktionsanalyse bioturbater Gefüge durch. Da zu dem von uns behandelten Problemkreis keine neuen Gesichtspunkte gebracht werden, wird im folgenden nur vereinzelt auf diese Arbeit eingegangen werden.

2. Die Nomenklatur

Für Schichten der miozänen Molasse Süddeutschlands, die den allmählichen Aussüßungs- und Verschüttungsprozeß verschiedener Restbecken repräsentieren, hat LEMCKE den Begriff „Süßbrackwassermolasse" vorgeschlagen. Er wendet diesen Begriff auf alle Ablagerungen zwischen OMM und OSM an, die noch irgendwie brackische Einschläge zeigen. Diese Bezeichnung hat sich zwar seit

[5]) GRIMM erwähnt hier im Gegensatz zu seinem Schaubild (: 150) „schwach brackische Einflüsse". Einen Satz später sagt er aber, der Aussüßungshorizont dokumentiere für kurze Zeit die „Herrschaft des Süßwassers über das Brackwasser". Wasser mit einem Salzgehalt in den Grenzen von 0,5—3 ‰ ist immer noch (oligohalines, im Sinne vom REMANE 1958) Brackwasser, also kein Süßwasser!

Lemcke, von Engelhardt & Füchtbauer (1953: 35) eingebürgert (Grimm 1964: 148—149). Auch Schlickum hat sie bis jetzt gebraucht. Andererseits hat Schlickum (1964 a) aber bereits nachgewiesen, daß die Ablagerungen zwischen der OMM und OSM Niederbayerns bis in den obersten Horizont — die „Limnischen Süßwasserschichten" Grimms — hinein brackisch sind. Da auch in diesem Horizont völlig ausgesüßte Lagen noch die Ausnahme darstellen (Schlickum 1964 a: 48—49), sehen wir keine Veranlassung mehr, das „süße" Element weiter besonders zu betonen. In dieser Darstellung wird daher der Begriff „Brackwassermolasse" benutzt[6]), wie er auch schon auf der geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000 (1954) zu finden ist.

Da sich auch herausgestellt hat, daß die Gattung *Rzehakia* Korobkov 1954 (= *Oncophora* Rzehak 1882), wenn auch nur vereinzelt, bis in die „Limnischen Süßwasserschichten" vorstößt (Schlickum 1964 a: 34, 48), kann für den gesamten Schichtenkomplex der Brackwassermolasse Niederbayerns die alte Bezeichnung „Oncophoraschichten" beibehalten werden[7]). Grimm glaubt zwar, dieser Begriff sei mit der Verwendung der Lemckeschen „Süßbrackwassermolasse" überflüssig geworden. Aber abgesehen davon, daß die „Oncophoraschichten" in jedem Falle Priorität besäßen, ist die (obere) „Brackwassermolasse" ein Überbegriff, zu dem ebenso die Kirchberger-Schichten[8]) wie nur aus Bohrungen bekannte, nicht sicher zuordbare Brackwasserablagerungen zu stellen sind.

Wittmanns (1957) Benennungen der kartierbaren Einheiten (vgl. hierzu auch Zöbelein 1940) erscheinen zum Teil unglücklich gewählt. Solange man sie nur als lithofazielle Begriffe auffaßt, — und so werden sie im folgenden auch nur gebraucht —, ist dies angängig. Keinesfalls sollten sie als chronologische Begriffe oder in ökologisch-genetischem Sinne gesehen werden. Da in der vorliegenden Arbeit aber nicht nur die lithofaziellen oder biofaziellen Komplexe isoliert betrachtet, sondern ökologisch und genetisch ausgedeutet werden, müssen die verschiedenen Lebensbereiche (die selbstverständlich bis zu einem gewissen Maß durch die lithofaziellen Einheiten repräsentiert sind) begrifflich umrissen werden, solange sie sich nicht mit den lithofaziellen Einheiten Wittmanns decken. Daher wird hier von den

[6]) Das Wort „Süßbrackwassermolasse" (ohne Bindestrich) dürfte in jedem Fall abzulehnen sein, einmal weil es den zeitlichen Ablauf umkehrt (von süß nach brackisch), und zum anderen, weil es sprachlich widersinnig ist. Man müßte dann schon von Brack-Süßwasser-Molasse (mit zwei Bindestrichen) sprechen.

[7]) Dieser Begriff wird auch in den Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern (2. Aufl., 1964: 187) verwendet. Auch sollte man das Wort „Oncophoraschichten" nicht durch „Rzehakiaschichten" ersetzen (Grimm 1964: 150). Es dürfte nicht sachdienlich sein, die eingeführten stratigraphischen Bezeichnungen den jeweiligen Änderungen der zoologischen Nomenklatur folgen zu lassen. Man sollte sie vielmehr schon aus Gründen der Stetigkeit und Priorität als eigenständige Namen behandeln, welche nur einer stratigraphischen Nomenklatur unterliegen.

[8]) In den Kirchberger-Schichten ist *Rzehakia* nur im Viviparen-Horizont beobachtet worden (Pfannenstiel 1931; Schlickum 1963: 8).

Bereichen der Mehlsande, der Glimmersande, der Schillsande und des Aussüßungshorizontes gesprochen werden.

Während ansonsten die Bezeichnungen WITTMANNS (1957: Mehlsande, Glimmersande, Schillsande, Schillhorizont) und ZÖBELEINS (1940: Uniosande) als lithofazielle Begriffe weiterhin benutzt werden, wird der irreführende Ausdruck „Limnische Süßwasserschichten" (GRIMM 1957: 103) verworfen. Die Begründung hat bereits SCHLICKUM (1964 a: 50, Fußnote 40) gegeben: „Die Bezeichnung „Limnische Süßwasserschichten" ist denkbar unglücklich. Zu der Tatsache, daß die Schichten zu einem wesentlichen Teil noch brackisch sind, tritt auch noch ein häßlicher Pleonasmus!" Limnisch bedeutet in der wissenschaftlichen Terminologie Süßwasserbezogen, nicht aber See-bezogen, in diesem Falle müßten die Termini eulimnisch oder lakustrisch verwandt werden. Statt „Limnische Süßwasserschichten" wird hier daher der Begriff „Lakustrische Schichten" eingeführt.

3. Das aktuogeologische Konzept

Aus dem Abriß der bisherigen Auffassungen über die Entwicklung der Brackwassermollusken in Niederbayern geht bereits die Diskrepanz hervor, die zwischen den Meinungen besonders von SCHAUERTE (1963) und GRIMM (1963, 1964) einerseits und SCHLICKUM (1964 a) andererseits herrscht. Während SCHLICKUM (1964 a) verschiedene Faziesbereiche nebeneinander sieht, wird von den anderen Autoren betont, daß die einzelnen Glieder der Oncophoraschichten in sich alterskonstant seien. GRIMM nimmt jeweils einen „synchronen Sedimentumschlag" (1964: 167) an den Grenzen der Fazieseinheiten Mehl-, Glimmer- und Schillsande an. Auch den sogenannten Aussüßungshorizont hält er für eine „synchrone limnische bis terrestrische Einschaltung" (: 147). Während für das größere Becken der Oberen Meeresmolasse, welches sicherlich noch nicht so sehr zur Differenzierung geneigt hatte, noch „deutliche laterale Veränderungen" konstatiert werden (MAYR 1957: 367), werden sie für den eingeengten Bereich der Brackwassermolasse geleugnet: „Küstenferne und -nähere Bereiche enthalten das gleiche Sediment" (GRIMM 1963: 227). Sedimentationsänderungen sind nach GRIMM (1964: 167) „an Katastrophen" gebunden und deuten „sprunghafte Änderungen in der Salinität" an.

Hieraus werden Schemata tektonischer Abfolgen entwickelt, die ein gekünsteltes Bild der Sedimentationsentwicklung ergeben, das keinem vergleichbaren rezenten Beispiel standhält. Es ist unwahrscheinlich und entspricht nicht den Erfahrungen, die Studien in den rezenten Sedimentationsgebieten zulassen, daß sedimentäre wie biologische Faziesgrenzen über solche Distanzen („40 km vom Inn bis zur Vils", GRIMM 1963: 227) in einem begrenzten Raum wie dem ostniederbayerischen Molassebecken synchron verlaufen sollen oder daß ein faziell einheitlicher Horizont wie der sogenannte Aussüßungshorizont in seiner gesamten bekannten Ausdehnung altersgleich ist. Rezent lassen sich stets aufgrund unterschiedlicher physiographischer Verhältnisse unterschiedliche Faziesbereiche erkennen. Im Bereich des Mündungsgebietes eines Flusses sind andere Faziesbilder zu erwarten, als im Eulitoral oder im zentralen tiefen Bereich eines Beckens. So liegt es auch im Ge-

biet der Brackwassermolasse Ostniederbayerns nahe, daß sich übereinander beobachtbare Fazieseinheiten im Sinne der Regel der „Korrelation der Fazies" nach J. Walther auch in der Zeitgleiche nebeneinander nachweisen lassen müssen. Dann aber bedeuten wechselnde Sedimentationsverhältnisse nicht einschneidende p a l ä o g e o g r a p h i s c h e Ä n d e r u n g e n (Grimm 1963: 240), sondern nur Verschiebung der p a l ä o g e o g r a p h i s c h e n G l i e d e r u n g.

Aus der Anwendung dieses aktualistischen Prinzips (der „Walthersche Faziesregel") ist zu fordern, daß die Oncophoraschichten in ihrer Gesamtheit Produkt eines einheitlichen Aussüßungs- und Verlandungsvorgangs innerhalb des ehemaligen Beckens der OMM darstellen, die allenfalls von säkularen Bewegungen des Untergrundes kontrolliert oder modifiziert werden. Unter diesen Gesichtspunkten sollen alte und neue Untersuchungsergebnisse über den Ablauf der Sedimentation der Brackwassermolasse diskutiert werden. Hierbei wird versucht, aktuogeologische Beispiele heranzuziehen. Aus voll marinen wie brackischen Flachmeeren liegen genügend Beispiele vor (z. B. Remane 1958; Schäfer 1962 u. a.). Auch über die Einschüttungszonen an den Küsten, die Flußmündungsbereiche, sind Untersuchungen vorhanden. Besonders wertvoll erscheinen uns die modernen Untersuchungsbefunde aus großen Deltagebieten, und hier besonders aus dem des Mississippi. Die Arbeiten von Russell (1936), Emery & Stevenson (1957), Welder (1959) und Fisk (1960) zeigen das Nebeneinander verschiedener Fazies, die sich im Zeitablauf übereinander hinwegschieben. Sich weit in die offene See hineinschiebende Flußmündungsarme bilden mit ihren Ufer- und Strandwällen Barrieren, zwischen denen stark ausgesüßte Regionen liegen können, während im rückwärtigen Bereich noch weite Becken brackischen Milieus vorhanden sind. Gerade dieses Bild gibt Hinweise zur Interpretation besonders der Oberen Oncophoraschichten (Bereich des Aussüßungshorizontes bis zu den Lakustrischen Schichten).

4. D i e V e r b r e i t u n g d e r S c h i c h t e n

Im östlichen Niederbayern ist die Brackwassermolasse übertage in einem maximal nur wenig über 20 km b r e i t e n Ausbiß — oft wesentlich schmaler — zwischen den Flüssen Vils und Inn aufgeschlossen. Diesen Ausstrich zwischen Aidenbach und Simbach/Inn durchschneidet die Rott etwa in der Mitte (vgl. auch Abb. 4). Im oberösterreichischen Gebiet sind einige Flecken der Brackwasserschichten entblößt (vgl. Wittmann 1957: 61).

Aus dem westlichen Bereich des deutschen Molassebeckens sind die besonders südwestlich von Ulm anstehenden Kirchberger Schichten seit langem bekannt. Zwischen beiden Regionen vermittelnde Tagesaufschlüsse fehlen. Nur in der subalpinen Molasse sind noch miozäne Brackwasserbildungen vereinzelt oberflächlich sichtbar, so an der Ratzinger Höhe bei Tettenhausen am Waginger See und im Kaltenbach-Graben (Ganss 1955: 22; 1956: 473). Durch jüngste Bohrungen ist die Fortsetzung der Brackwassermolasse vom östlichen Niederbayern aus bis weit nach Westen bewiesen, ohne daß sich allerdings die Faziesentwicklung dieses Raumes sicher verfolgen ließe.

Aufgrund der Molluskenfauna kommt bereits SANDBERGER (1874: 555) zu dem Schluß, daß die Kirchberger Schichten und die Oncophoraschichten Niederbayerns „getrennten und selbständigen Becken angehört haben". GÜMBEL (1887: 324) hingegen sah Beziehungen zwischen beiden Regionen, dem aber VON AMMON (1887: 21) bereits widersprach. In jüngerer Zeit ist diese Frage von PAPP (1955) wieder aufgegriffen worden. Durch die faunistische Untersuchung von SCHLICKUM (1964 a, insbesondere : 36—37; vgl. auch SCHLICKUM & ČTYROKÝ 1965: 107, Fußnote 4) dürfte sie sicher im Sinne SANDBERGERS geklärt sein. Auch petrofazielle Studien bestätigen diese Ergebnisse (FÜCHTBAUER 1955: 529).

II. Der Ablauf der Aussüßung und Verlandung innerhalb der faziellen Einheiten

1. Der Mehlsand-Bereich

a.

Wie die meisten der folgenden Schichtglieder stellt die von WITTMANN (1957: 56) als Mehlsande[9]) beschriebene unterste kartierbare Einheit der Oncophoraschichten eine gut charakterisierte Petrofazies dar. Ergänzungen bringen MAYR (1957) und GRIMM (1963). Zum besseren Verständnis sei hier wie auch bei den folgenden Schichtgliedern vorweg das Gestein in seiner Beschaffenheit kurz umrissen.

Die charakteristische Farbe der Mehlsande ist nach WITTMANN (1957: 57) „ein gleichmäßiges, blasses Beige, das stellenweise einen mehr khakifarbenen Ton annimmt ... Nach der Korngrößenverteilung handelt es sich um einen Feinsand" bis Grobschluff in wechselnden Anteilen. Die Einzelkörner zeigen einen eckigen Habitus. Ein wechselnder Kalkgehalt ist bezeichnend.

„Die Textur ist feinschichtig im mm- bis cm-Bereich, häufig mit enggespannter Schrägschichtung, rasch ausdünnender Flaserschichtung und kleinsten Rippelmarken, selten auch mit Fließwülsten infolge submariner Gleitungen. Im Nordteil des Verbreitungsgebietes ... werden die Mehlsande faziell vertreten von den ungeschichtet und kompakt erscheinenden, speckig blaugrauen Brackischen Mergeln ..." (GRIMM 1963: 225).

---

[9]) Der Begriff Mehlsand ist hier nicht nur wie ansonsten üblich ein Begriff der Korngröße, er ist auch nach der Eigenschaft des Sediments gewählt, beim Zerreiben zwischen den Fingern einen mehligen Belag zu hinterlassen (WITTMANN 1957: 57). Der Begriff „Mehlsand" ist als Klassifikationsbezeichnung nicht mehr üblich.

b.

In faunistischer Hinsicht[10]) sind die Mehlsande durch eine augenfällige Artenarmut gekennzeichnet. Es fanden sich nur 4 Molluskenarten:

Ctyrokya hoelzli (SCHLICKUM[11])
Congeria sp.
Limnopagetia bavarica (AMMON)
Rzehakia guembeli (GÜMBEL).

Während die Cardiide *L. bavarica* eine normale Ausbildung besitzt, tritt die euryhaline *Rzehakia guembeli* nur in einer ausgesprochenen Kümmerform auf (SCHLICKUM 1964 a: 38, T. 5, Fig. 75). Beide Arten finden sich weitgehend in Todesstellung, also mit nach unten geöffneten Klappen (vgl. hierzu SCHLICKUM 1964 a: 38, insbesondere Fußnote 20).

Auch Reste anderer Organismen, die Hartteile hinterlassen, sind selten. HAGN (1955: 343) beobachtete in den Oncophoraschichten der Bohrungen Ortenburg CF 1001—1003 — vielleicht den Äquivalenten der Mehlsande — neben spärlichen, kleinwüchsigen Foraminiferenfaunen einzelne Ostrakoden und Diatomeen. Wir konnten nur selten Foraminiferen, hingegen häufig Ostrakoden in den Mehlsanden beobachten. Eine relativ arten- und individuenreiche Ostrakodenfauna bergen besonders die brackischen Mergel[12]), deren Molluskenführung im Verhältnis zu den Mehlsanden etwas geringer ist.

c.

Lithofaziell entwickelten sich die Mehlsande mit wechselnd scharfer Grenze aus den unterlagernden Schichten der Oberen Meeresmolasse. Der Faziesumschlag erfolgt besonders im Norden des Gebietes rasch; hier ist nach WITTMANN (1957: 61) die Grenze scharf. Einen mehr allmählichen Übergang zeigen die Mehlsande im Bereich des Inns. So bildet MAYR (1957: 317) aus dem südlichen Verbreitungsgebiet eine 20 m mächtige Übergangsfolge von Glaukonitsand zu mergeligem, schluffigem Feinsand von St. Anna ab. Daß dieser generelle Zug auch Ausnahmen gestattet, zeigt ein Aufschluß bei Münchham (ca. 4 km nnw Ering am Inn), wo Mehlsande mit recht scharfer Grenze mergeligen Sanden der OMM auflagern. Direkt an ihrer Basis findet sich hier *Rzehakia* in Lebensstellung, während knapp 1 m darunter noch Naticiden und *Nuculana* marine Faunenelemente darstellen.

Allerdings treten in den obersten Bereichen der OMM die vollmarinen Mollusken bereits stark zurück. Die Fauna besteht nur noch aus wenigen, euryhalinen Ar-

[10]) Wegen der Faunenlisten vgl. SCHLICKUM 1960, 1961, 1962, 1964 a, 1964 b, 1965, 1967, 1968. Weiteres Material ergab sich bei einer gemeinsamen Aufsammlung im April 1966.

[11]) Die Gattung *Ctyrokya* ist von SCHLICKUM (1965: 100) für *Staliopsis*-ähnliche Arten ohne Mündungswulst aufgestellt worden.

[12]) Die Ostrakoden der ostniederbayerischen Brackwassermolasse werden zur Zeit im Geologischen Institut der Universität zu Köln bearbeitet.

ten, die oft dazu nur in geringer Anzahl und als Kümmerformen zu beobachten sind, so daß für den obersten Teil der OMM mit bereits stark erniedrigtem Salzgehalt gerechnet werden muß, PAULUS (1964: 25) spricht daher von „niedermarin". HAGN (1955: 343) stellt schon für das Mittel-Helvet[13]) (OMM) „eine zunehmende Verschlechterung der Lebensbedingungen in der Artenarmut und Kleinwüchsigkeit der Foraminiferen" fest. Typische Brackwasserformen — ohne marine Elemente — treten meist erst mit der „massigen" Entwicklung der Staubsandfazies der Mehlsande auf.

WITTMANN (1957: 61) konnte die Mehlsande in einer N-S-Erstreckung von fast 50 km und einer E-W-Erstreckung von 25 km nachweisen, wobei die Fazies weitgehend konstant bleibt. Dennoch lassen sich, wie Notizen WITTMANNS und MAYRS neben eigenen Beobachtungen zeigen, Unterschiedlichkeiten besonders in der N-S-Richtung nachweisen, die ein Bild auf die physiographischen Verhältnisse werfen.

Die Mächtigkeit[14]) ist wie bei allen Gliedern der Oncophoraschichten relativ klein. Nimmt man noch geringe tektonische Ausgleichsbewegungen oder bevorzugte Sedimentation in Absenkungsbereichen an, so ergeben sich für den ehemaligen Beckenboden bei den gegebenen räumlichen Dimensionen relativ schwache Gefällswinkel. Rutschungen sind nur im südlichen Bereich vereinzelt beobachtet worden. WITTMANN (1957: 59) und MAYR 1957: 322) nennen Beispiele aus dem Raum nördlich des Inns bei Strickberg und Edmühle. In diesem Gebiet ist die größte Mächtigkeit mit nahezu 45 m vorhanden (WITTMANN 1957: 62). Nach N nimmt sie ab, im Bereich der Rottschwelle fehlen diese Sedimente stellenweise vollkommen. GRIMM (1963: 225) nimmt aufgrund der Mächtigkeit der Mehlsande im Inngebiet dort das ehemals Trogtiefste an. In bezug auf die Absenkung des Untergrundes und die maximale Sedimentaufnahme befindet sich hier möglicherweise die tektonische Trogachse. Das Beckentiefste lag sicherlich nicht an dieser Stelle.

Die Korngröße nimmt von Süden nach Norden kontinuierlich ab. Schluffiger Feinsand geht in feinsandhaltigen Schluff über (vgl. GRIMM 1963: 225). Nördlich der Rott schieben sich tonigmergeliger werdende Bänke immer häufiger ein (z. B. Straße Uttlau—Weng). In einem allmählichen Übergang lösen schließlich blaugraue, verwittert auch braungelbe, schluffige bis sandige, mergelige Tone die Mehlsandfazies im Raume südlich der Vils ab. Sehr gut ist diese „Brünner Fazies" der Mehlsande, die NEUMAIER & WIESENEDER (1939) und ZÖBELEIN (1940) als „Brackische Mergel" bezeichnen, in einer Grube in Aidenbach erschlossen (Bl. Aidenbach; r 80 720, h 81 640).

Eine Verminderung der Glimmerentmischung geht der Korngrößenabnahme von S nach N parallel. Nach S hingegen wird das texturelle Bild der Serie mannigfaltiger. Schichtablösungsflächen werden deutlicher und häufiger. Ebenso prägen sich mehr und mehr linsige Sandkörper bzw. Sandbänke durch, an ihrer Basis sind

---

[13]) Zur Diskussion des Alters vgl. SCHLICKUM (1964 a) und ältere Autoren.

[14]) Genaue Mächtigkeitsangaben für die einzelnen Einheiten siehe bei WITTMANN (1957), MAYR (1957) und SCHAUERTE (1963).

Klappen und Gehäuse von Mollusken[15]) zu Pflastern angereichert. Die Schrägschichtung liegt nicht mehr im mm- oder cm-Bereich.

Diese Anzeichen für ein Nachlassen der Wasserbewegung und Transportkraft von S nach N lassen sich auch im Profil von der Hangend- zur Liegendgrenze ablesen, wo eine leichte Sedimentbewegung und -umlagerung spürbar werden. Hieraus ergibt sich die Tendenz einer zunehmenden Wasserbewegung nach S und somit eine abnehmende Tiefe des Beckens. Diese Verflachung muß sich allmählich nach N vorgeschoben haben.

Sollten im begrenzten Raum des voralpinen Molassebeckens tiefere Meereszonen vorhanden gewesen sein, so dürften sie keine starke Wasserbewegung besessen haben. Dieser Beckenbereich war zu klein und im allgemeinen wohl auch zu flach für größere Tiefenströme, die man als Ausgleichsströmungen zwischen unterschiedlich erwärmten oder salinaren Gewässern deuten müßte. Gezeitenströme sind für den in sich fast geschlossenen niederbayerischen Raum auszuschließen. Oberflächliche Strömungen durch vorherrschende Windrichtungen, sporadischer Wasserstau durch stärkeren Wind oder tiefgreifende Wellenbewegung durch Stürme waren wahrscheinlich allein vorhanden. Am Boden des Beckens ging über den Mehlsanden die Wasserbewegung nicht über eine geringe Strömung hinaus.

Wie die Korngrößenverteilung zeigt auch die Schwermineralvergesellschaftung nach Schiessl (1962) und Grimm (1963) eine Schüttung von S an. Die abgesetzte Sandmenge wurde anfangs noch durch die Absenkung kompensiert, so daß sich der Sedimentfächer nur langsam dem Zentrum des Beckens (Raum Aidenbach?) zuschob. Nur feinste Klastika wurden bis in die tiefsten Regionen, nämlich in die Ablagerungsräume der brackischen Mergel im N geschwemmt, die wir nicht wie Grimm als „ufernäher" und „flacher" abgelagert betrachten können (1963: 225). Die Stelle größter Sedimentmächtigkeit, die Trogtiefe, lag vielmehr im flachen randnahen Bereich des Beckens. Das entspricht Gegebenheiten, wie wir sie heute aus Gebieten kennen, wo ebenfalls viel Sediment vom Lande her eingetragen wird. In großen Deltagebieten werden angelieferte und abgesetzte Sedimentmassen isostatisch kompensiert.

d.

Trotz ihrer geringen Artenzahl (Schlickum 1964 a), erlaubt die Fauna interessante ökologische Rückschlüsse. Unter den Mollusken dürfte die seltene *Congeria* sp., wahrscheinlich an losgerissenen und eingedrifteten Pflanzenteilen oder Holzstückchen angeheftet, aus den Küstenbereichen eingeschwemmt worden sein. *Ctyrokya hoelzli* kommt horizontweise häufig vor. Sie ist hier anscheinend an

[15]) In der geologischen Literatur über den behandelten Raum werden stets die Ausdrücke „Schalen", „Schalenhälften", „Schneckenschalen" und „Doubletten" gebraucht. In der paläontologischen Literatur findet sich der Begriff „Schale" allgemein nur auf die Substanz bezogen angewandt. Die schützenden Hartteile der Muscheln sind Klappen. Beide Klappen eines Individuums bilden ein Gehäuse. Doubletten können zwei gleiche Klappen einer Art von verschiedenen Fundpunkten sein, so daß man den Begriff „Doubletten" vermeiden sollte. Schnecken besitzen Gehäuse.

Schichten, die etwas reicher an organischer Substanz waren, gebunden. *Limnopagetia bavarica* tritt regelmäßig, aber verstreut auf. Sie ist bevorzugt in einzelnen Pflastern angereichert[16]).

Die häufigste Muschel im gesamten Mehlsandkomplex ist *Rzehakia guembeli.* Die Individuen dieser speziell an das Brackwasser gebundenen Gattung bleiben gegenüber jenen der hangenden Schichten recht klein mit weit nach vorn gerücktem Wirbel (Schlickum 1964 a: 33). Ungünstige Salinitätsverhältnisse dürfen hierfür nicht verantwortlich gemacht werden,[17]) verträgt die Art doch sicherlich pliohaline bis mesohaline, vielleicht in noch größerer Toleranz sogar brachyaline bis miohaline Verhältnisse (vgl. Kap. C 3)[18]).

Die geringe oder manchmal auch fehlende Wasserbewegung am Grunde der Mehlsandregion mag zu wesentlich geringeren O_2-Gehalten als im Küstenbereich oder an der Wasseroberfläche geführt haben. Dennoch hatte sich hieraus kaum eine wesentliche Einschränkung, sondern nur eine Verlangsamung des Größenwachstums ergeben, da *Rzehakia guembeli* eine euryöke Art ist. Akuter Sauerstoffmangel hätte sich in einer wesentlich geringeren Individuenzahl ausgedrückt.

Gelegentliche, meist artenarme, aber individuenreiche Ostrakoden-Populationen wie auch Grabbauten verschiedener Organismen weisen ebenfalls darauf hin, daß selbst der Meeresboden, in dem die Muscheln lebten, nicht ausgesprochen schlecht, sondern nur gering durchlüftet war[19]).

Es liegen keine Anzeichen für ein reduzierendes Milieu vor. Auch Pyrit oder Markasit, die auf eine H_2S-vergiftete Zone weisen könnten, sind nur sehr untergeordnet und selten beobachtet worden.

Da die Mehlsande auch außerordentlich arm an organischer Substanz sind, liegt es nahe, die Kleinwüchsigkeit der Rzehakien auf Nahrungsmangel zurückzuführen. Das Hinterland der in die Brackwassersee einmündenden Flüsse war nicht tief (Abb. 4), ihr Quellgebiet vielleicht stark verwitterter Untergrund. Die Ströme führten mehr anorganischen als organischen Detritus. Während die Küstenregionen noch ein verhältnismäßig reiches Nahrungsangebot erbrachten, waren die zentralen tieferen Zonen sicher oligotroph. Unterstrichen wird das durch das Fehlen oder nur horizontweise Auftreten von detritusfressenden Ctyrokyen, die nur selten so viel Nahrung fanden, daß sie sich einstellen konnten.

Der Eindruck des Zwergwuchses wird bei *Rzehakia* fälschend verstärkt durch

---

[16]) Abweichend von Grimm (1963: 226) haben wir Pflasterlagen selten als Vollpflaster beobachtet.

[17]) Grimm führt die Artenarmut der Fauna auf einen „Salzgehalt zwischen 3 und 8 ‰" zurück (1964: 167). Diese Ansicht ist nicht haltbar, sie dürfte auf einer Fehlinterpretation des sogenannten Artenminimums im Brackwasser beruhen (vgl. Kap. B II 6).

[18]) Salinitätseinteilung nach der Vereinbarung des Venediger Symposiums 1958 (vgl. Hiltermann 1966): brachyalin = 18—30 ‰; pliohalin = 10—18 ‰; mesohalin = 5—10 ‰; miohalin = 3—5 ‰; oligohalin = 0,5—3 ‰; Süßwasser unter 0,5 ‰.

[19]) In diesem Sinne sind auch die Ausführungen von Schlickum (1964 a: 38) zu verstehen.

die im Verhältnis zur Höhe recht kurzen Gehäuse (vgl. SCHLICKUM 1964 a: 38). Die Tendenz zur Verkürzung nimmt mit abnehmender Korngröße zu. Die kürzesten Gehäuse finden sich meist in den tonigen Sedimenten.

Mit der Gehäuselänge ändert sich auch die Tiefe des Mantelsinus. Im Sinus setzen die Muskeln der Siphone an. Aus vergleichend anatomischen Untersuchungen an rezenten Lamellibranchiaten ist bekannt, daß die Tiefe des Sinus und damit die Größe der Ansatzfläche der siphonalen Muskulatur von der Länge und Beweglichkeit der Siphone abhängig ist. Andererseits ist die Länge der Siphone mit der Grabtiefe der Tiere korreliert. Muscheln, die in solchen Sedimenten (meist Sanden) leben, deren oberste Millimeter oder Zentimeter immer wieder lokalen Umlagerungen ausgesetzt sind, graben tief und gleichen geringe Sedimentzu- oder abfuhr durch Verkürzung oder Verlängerung der Siphone aus. Besteht dieser Zwang nicht, leben die Tiere nur flach im Sediment vergraben. Die Siphone bleiben kurz, die Mantelbucht ist nur wenig eingetieft und damit besteht keine Notwendigkeit einer Verlängerung der Klappen.

Dieser Fall liegt hier vor im Gegensatz zu den *Rzehakia guembeli*-Varianten der höheren Schichtengruppe. Die Rzehakien der Mehlsande lebten nur flach eingegraben und bestätigen uns die relativ ruhigen Bodenverhältnisse. Geringe Bodenströmungen führten Sediment zu, Umlagerungen waren noch sehr selten. So ist zu erklären, daß viele Tiere keinen plötzlichen Tod durch Auswaschen aus ihrem Lebensraum mit anschließender Verfrachtung oder Gehäusezerstörung erlitten, sondern in Lebensstellung oder klaffend in „Todesstellung" (SCHLICKUM 1964 a: 38) im Sediment stecken.

Aus dieser Stellung heraus läßt sich auch die Lage der Klappen „gewölbt unten" erklären, die in den Mehlsanden beobachtet werden kann (im Gegensatz zu den Beobachtungen von WITTMANN 1957: 58 und MAYR 1957: 323). Werden leere Gehäuse allmählich aus dem umgebenden Sand freigespült, kippen die senkrecht — meist mit dem Hinterende nach oben — gestellten Klappen seitlich auseinander und bleiben „gewölbt unten" am Meeresboden liegen (STRAUCH 1961), wo sie, vielleicht nach geringem Transport, wieder eingebettet werden.

In den brackischen Mergeln werden Umlagerungen am seltensten zu erwarten sein. *Rzehakia* lebte nur wenig unter Bodenoberkante eingegraben, wie die äußerst kurze gedrungene Gestalt zeigt. Rzehakien aus Mehlsandbereichen des Inngebietes und aus den höchsten Mehlsandschichten zeigen Übergänge zu Klappentypen höherer Profilbereiche. Ihre Gestalt erscheint gelängt und vermittelt zu Formen der Glimmer- und Schillsande.

e.

Die Mehlsande weisen zwar petrographische und biofazielle Differenzierungen auf, die auf Unterschiede in der Bathymetrie des Ablagerungsraumes schließen lassen. Es fehlt aber jeglicher Hinweis dafür, daß sie Bereiche küstennaher Flachwässer oder gar hinter dem Strande liegende Regionen vertreten. Die Mehlsande und besonders die brackischen Mergel tragen die Charaktere ruhigen, tieferen Wassers.

Hier herrschte nur eine geringe Wasserbewegung, vielleicht eine schwache Kreisströmung, die gelegentlich kleine Kornfraktionen — eventuell in Suspension — zu transportieren in der Lage war. Im obersten Teil der Mehlsande wie auch zunehmend in den Profilen nach S bis zum Inngebiet macht sich eine wachsende Wasserbewegung bemerkbar.

Die Lebensweisen der Rzehakien bestätigen die hydrographischen Daten, die sich aus dem sedimentologischen Bild ergeben. Sie unterstreichen die küstenferne Stellung der brackischen Mergel im Vilsgebiet und die küstennähere Ablagerung der Mehlsande im Inngebiet. Sie lassen auf eine maximale Tiefe von 20—30 m im Beckenzentrum schließen (vgl. SCHLICKUM 1964 a: 38), während die Bereiche stärkster Sedimentation küstennäher im Inngebiet wohl nur wenig unter oder um 10 m Tiefe legen haben dürften.

Die basalen Anteile der Oncophoraschichten repräsentieren so sicher noch die tieferen Zonen des Brackmeeres, während die höchsten Bereiche der Oncophoraschichten in einem Profil bereits rückwärtig der Strandlinie abgesetzte Sedimente anzeigen. Entsprechend dem eingangs aufgestellten aktuogeologischen Postulat müssen zwischen den Sedimentationsphasen und Ablagerungsräumen des Beckentiefsten und des Verlandungsbereiches solche zu erwarten sein, die die Turbulenzzonen flachen Wassers bzw. der Küste anzeigen. Das bedeutet also, daß zur Zeit des Absatzes der Mehlsande in der Tiefwasserfazies irgendwo auch der Sedimentationsraum „Küste" existiert haben muß. Mit fortschreitender Zuschüttung des Beckens schob sich dann ein Schichtglied über das andere. Unter diesen Gesichtspunkten ist die nächst höhere Einheit — der Schillhorizont — zu prüfen.

2. Der Schillhorizont

a.

Der die Mehlsande überlagernde Schillhorizont ist wiederholt Objekt eingehender Untersuchungen gewesen (WITTMANN 1957: 62 ff.; MAYR 1957: 324 ff.; SCHLICKUM 1964 a: 39 ff.). GRIMM (1963) widmete ihm eine eigene Darstellung. Dennoch ist die Genese bisher ungeklärt geblieben.

Besonders im Gebiet des Inn zeigt der Schillhorizont eine charakteristische Ausbildung. Der untere Teil besitzt eine außerordentlich enge, wirr gepackte Lagerung der Schalen, die vorwiegend aus Klappen oder — zumindest stellenweise — ganz aus Bruchstücken von *Rzehakia* bestehen. Das sandige Zwischenmittel tritt hier sehr stark zurück, mitunter sind die Muschelreste sogar „ohne Sandbeimengungen eng ineinander verschränkt" (WITTMANN 1957: 62). In höheren Lagen horizontieren sich die Klappen allmählich. Das Zwischenmittel, ein großglimmeriger „Feinmittelsand" (SCHIESSL 1962), nimmt zu und trennt schließlich den obersten Teil in Schillschmitzen und Pflasterlagen auf, wodurch oft ein kontinuierlicher Übergang zum Hangenden gegeben ist.

Besonders im Inn-Gebiet ist der Schillhorizont eine markante Leitschicht. Die hier durchschnittlich 40 cm mächtige Bank, die bergmännisch gewonnen wurde (GRIMM 1963), dünnt nach N aus. An der Rott charakterisieren ihn nur noch

wenige cm-starke Schillschmitzen. Nördlich davon fehlt er zumeist. Hier ist er nur noch einmal mit dünnen Schillschnüren an der Straße von Uttlau nach Weng nachzuweisen. Da aber mit dem Einsetzen des Schillhorizontes auch eine Veränderung — eine Vergröberung — des Zwischenmittels einher geht, läßt sich die Grenze zum Liegenden gut fassen. Nach WITTMANN (1957: 63, 85), der auch genaue Verbreitungsangaben macht, läßt sich der Schillhorizont, wenn auch zum Teil nur in einer Mächtigkeit von wenigen cm, über nahezu 200 qkm verfolgen.

b.

An Mollusken fanden sich:

+ *Hydrobia frauenfeldi* (M. HOERNES)
Amnicola pseudoglobulus (ORBIGNY)
+ *Staliopsis (Staliopsis) dehmi* (SCHLICKUM)
+ *Staliopsis (Staliopsis) puisseguri* (SCHLICKUM)
Ctyrokya ammoni SCHLICKUM
Ctyrokya hoelzli (SCHLICKUM)
Melanopsis impressa impressa KRAUSS
+ *Congeria schuetti* SCHLICKUM[20])
+ *Limnopagetia bavarica* (AMMON)
Limnopagetia schmiereri SCHLICKUM
Limnopappia kuiperi sauerzopfi SCHLICKUM
+ *Rzehakia guembeli* (GÜMBEL).

Von diesen Arten dürften nur die mit + bezeichneten dem Lebensbereich des Horizontes angehört haben (SCHLICKUM 1964 a: 39)[21]). Die anderen Arten wurden nur sehr vereinzelt und durchweg auch nur in mehr oder weniger stark beschädigten Schalen und Bruchstücken angetroffen. Sie werden daher im Gegensatz zu den mit + gekennzeichneten als eingeschwemmt betrachtet.

Gegenüber *Rzehakia guembeli* treten die weiteren Arten, welche dem Lebensbereich des Schillhorizontes angehört haben, stark zurück.

c.

Eine Analyse der Entstehungsbedingungen des Schillhorizontes hat sich als sehr schwierig erwiesen. Die bisherigen Erörterungen sind sehr widersprüchlich und unbefriedigend. WITTMANN (1957: 85) fand zumindest für den unteren Teil dieses Horizontes eine einfache Erklärung; er betrachtet ihn als Aufbereitungshorizont der Mehlsande und somit die Schalen als Residuate. GRIMM schließt sich dem an und faßt den unteren Abschnitt des Horizontes als „allochthon aus den ober-

[20]) BUCHNER (1967: 53, 55—56) zitiert unzutreffend, wenn er die von SCHLICKUM (1964 a) aufgestellten neuen Molluskenarten noch als „n. sp." bezeichnet, da SCHLICKUM durch die Publikation der Autor geworden ist.

[21]) BUCHNER (1967: 53) glaubt, daß Schnecken im Schillhorizont selten seien. Das trifft jedoch nur zu, wenn man bloß den gewichtsmäßigen Anteil der sehr kleinen Arten berücksichtigt.

sten Mehlsanden" zusammengetragen auf. Diese Ansicht ist nicht haltbar. SCHLICKUM (1964 a: 41) hat mit eingehender Begründung dargelegt, daß die massenhafte Ansammlung von Klappen und Schalentrümmern von *Rzehakia guembeli* weder durch eine Aufarbeitung der obersten Mehlsande noch durch eine Zusammenschwemmung aus größeren Entfernungen erklärt werden kann[22]). Die Gehäuse von *Rzehakia* weisen bereits an der Basis des Schillhorizontes aufgrund einer Biotopänderung einen anderen Habitus auf als die der Mehlsande. Nur gelegentlich hat stellenweise eine Aufarbeitung stattgefunden, die aber tatsächlich nur „gering" war (MAYR 1957: 325)[23]).

Ausführlich diskutieren GRIMM (1963) und SCHLICKUM (1964 a: 42) Fazies und Genese des Schillhorizontes. Sie übertragen aktuogeologische Beobachtungen REINECKS (1958, 1963) von der Nordseeküste auf die niederbayerischen Verhältnisse, ohne allerdings eine Übereinstimmung der Bildungsumstände beider Bereiche zu erzielen. REINECK (1958) beschreibt eine laterale Sedimentumlagerung durch im Watt wandernde Priele. Größere Sedimentanteile wie Schlickgerölle und Klappen sammeln sich am Grund zu einem „Rinnensohlen-Pflaster" an. Durch Mäandrieren können großflächige Pflasterlagen entstehen. Diese Pflaster sind aber meist Vollpflaster im Sinne KRAUSES (1950) und nicht vergleichbar mit mehrere cm mächtigen Schillpackungen der Oncophoraschichten. Ebenso sind Priele mit lateraler Sedimentation auf den Auftauchbereich beschränkt (REINECK 1958: 81), für den hier keine Hinweise vorliegen. Weiterhin wies GRIMM (1963: 241) mit Recht darauf hin, daß „nirgends rinnenhafte Erosionsvorgänge beobachtet wurden". Das spricht besonders gegen die Möglichkeit eines Abfangens von Schillen in den breiten, tiefen Trichtern von Flußmündungen und Baljen, wie es aus dem Nordseegebiet bekannt ist (SCHÄFER 1962: 552; REINECK 1963: 48). Nicht nur fehlt jeder Hinweis hierfür im sedimentologischen Bild, es liegen auch völlig andere physiographische Verhältnisse vor.

SCHÄFER (1962: 552) stellt die Herkunft von Schillen in Rinnen der Nordseewatten zusammen, die zwischen 10 und 25 m Meerestiefe liegen. Die Schille werden 1. aus Prielen, 2. bei küstenparalleler Sedimentwanderung oder 3. aus dem Gezeitenstrom abgefangen. Ein geringer Teil mag auch vom offenen Watt direkt hineingerutscht sein. In jedem Falle liegt aber ein mehr oder weniger weiter Trans-

[22]) Trotzdem greift BUCHNER (1967: 54) die widerlegte alte Ansicht noch einmal auf. Er meint, „es wäre denkbar, daß die im unteren Teil des Schillhorizontes gegenüber den Mehlsanden neu auftretenden Formen bereits in den subaquatisch abgetragenen oberen Mehlsandpartien enthalten waren. Unter dieser Voraussetzung erscheint eine Schalenausspülung aus den Mehlsanden trotz des Formenwechsels durchaus möglich." Diese Deutung ist aber nicht stichhaltig, da erstens an der Basis des Schillhorizontes häufig keine Aufarbeitungsvorgänge zu beobachten sind und zweitens der funktionstypische Habitus des *Rzehakia*-Gehäuses im Schillhorizont von jenem in den mehlsandartigen Sedimenten völlig abweicht.

[23]) Selbstverständlich ist es durchaus möglich, daß geringe Bodenbewegungen die Schillbildung förderten. Zur Deutung des Schilles ist sie aber nicht erforderlich; auch liegen keine sicheren Hinweise darauf vor. Aufgearbeitete Teile des Mehlsandes im Aufschluß Stegerkeller bei Kößlarn sind kein allgemein gültiger Beweis dafür.

port vor. Für den vorliegenden Fall weist aber bereits SCHLICKUM (1964 a: 41) nach, daß die zahlreichen geschlossenen *Rzehakia*-Gehäuse die Einbettung der Tiere im lebenden Zustand anzeigen. Ein Transport ist also weitgehend ausgeschlossen; denn nach dem Tode des Tieres öffnet sich das Gehäuse sofort; das Ligament reißt oder vergeht nach kurzer Zeit.

Der im unteren Teil des Schillhorizontes häufig vorliegende Schalenbruch beweist ebenfalls keinen Transport. Oft läßt sich beobachten, daß im Gegensatz zur Darstellung GRIMMS (1963: 232) in diesem Teil des Schillpaketes nicht nur unversehrte Einzelklappen, sondern sogar überwiegend doppelklappige Gehäuse auftreten können, was bereits von WITTMANN (1957: 62) betont worden ist.

Da in diesem Bereich das Sandzwischenmittel sehr stark zurücktritt oder fehlt und auch die geschlossenen Muscheln nicht verfüllt sind[24]), entstanden im sperrigen Schill zahlreiche Hohlräume. Unter der Auflast der hangenden Sedimente erfolgte im Laufe der Setzung eine weitgehende Zerbrechung der Klappen, so daß jetzt ein Pseudobruchschill entstanden ist[25]).

So ist auch zu erklären, daß nur „kantige Splitter", aber keine Abschliffe vorliegen (GRIMM 1963: 241). Wenn also die gesamte Schill-Bank in jedem Fall abiotisch[26]) entstanden ist, muß doch die Allochthonie in Frage gestellt werden.

Die wirre Lagerung der Schalen sollte außerordentlich heftige Wasserbewegungen vermuten lassen. Dem widersprechen aber ebenfalls die zahlreichen doppelklappigen Gehäuse, die nach längerem Transport und starkem Anprall zerfallen oder zerbrochen wären. Auch die Textur der „Glimmersandschichten" spricht gegen eine Sedimentation unter brandungsähnlichen Bedingungen.

d.

Die bisherigen Deutungsversuche dürften somit als widerlegt gelten. Weder stärkere Strömungen noch Auftauchen infolge Gezeiteneinflusses noch starker Wellengang sind nachweisbar. Es muß also nach einer anderen Lösung gesucht werden. Sie ergibt sich zwanglos und folgerichtig nach genauem Studium der Sedimente. Zu diesem Zwecke sei noch einmal auf die Mehlsande zurückgegriffen.

Die Sedimentation der Mehlsande erfolgte unter ruhigen Bedingungen. Sie konnte andauern, bis eine stärkere Wasserbewegung einsetzte, d. h. bis der Meeresboden in den Bereich des grundberührenden Seeganges kam. Dieser Bereich ist die sogenannte kritische Fläche (vgl. auch SCHÄFER 1962). Der sich allmählich zur Küste hin verflachende Meeresboden schneidet die kritische Fläche in der kritischen Linie.

[24]) Auch das beweist eindeutig, daß die Tiere lebend eingebettet wurden.

[25]) BUCHNER (1967: 54) vertritt die Ansicht, „durch starke Strömungen" seien „die Schalen transportiert, zermahlen und im Schillhorizont zu einer Totengesellschaft angereichert" worden.

[26]) Biotisch entstandene Schille sind z. B. die Schille in der offenen Nordsee, die durch Zerknackung von Tellinen durch Plattfische entstanden sind.

Die kritische Fläche dürfte in dem begrenzten Raume des niederbayerischen Binnenmeeres nicht sehr tief gelegen haben, zumal da die Gezeitenströmung fehlt. Ebenso ist in einem so begrenzten Becken die Wellenbewegung geringer als in einem offenen, großen Meeresraum. Der bodenberührende Seegang griff in der Oncophora-See nicht so tief hinab wie zum Beispiel in der Nordsee.

An und oberhalb der kritischen Linie muß sich die einsetzende, grundberührende Wellenbewegung durch Umschlag innerhalb der Korngrößen bemerkbar machen, da bis in diesen Bereich durch die Wasserturbulenz noch größere Sedimentpartikel befördert werden. Unterhalb der kritischen Fläche hingegen werden eventuell durch schwache Grundströmungen nur feinste Teile bewegt. So wurden auch im Bereich der Oncophora-See Niederbayerns gröbere Sande vom Lande her eingeschüttet — nämlich die Glimmersande. Sie wurden allmählich in immer tiefere Regionen verfrachtet, bis sie sich durch erlahmende Wasserbewegung in der Nähe der kritischen Linie in einzelne Sandbänke auflösten.

Die auf diesen Sandbänken lebenden Rzehakien fanden im bewegten Wasser gute Nahrungsbedingungen, sie waren aber auch besonders gefährdet. Die Rzehakien sind kaum in der Lage, horizontale Wanderwege auszuführen; die in den vorstoßenden Sandbänken lebenden Tiere wurden vielmehr vom „Glimmersand" überwandert und schließlich freigespült. An der Obergrenze der Mehlsande sammelte sich so eine erste Schicht von Klappen oder Gehäusen, ausgespült und in Einzelklappen zerlegt, in Todesstellung oder selbst in Lebensstellung an (Initialpflaster). Weiter darüber hinwegwandernde Sandbankzüge hinterließen immer neue Populationen von Muscheln, die, aus dem schützenden Sediment ausgewaschen, ineinander rutschten und sich wirr verkeilten. Die Schille stellen also eine Klappenkondensation aus zahlreichen, sich wiederholenden, in der grundberührenden untersten Turbulenz-Schicht wandernden Sandzügen dar.

Daß diese Darstellung den ehemaligen Gegebenheiten am nächsten kommt, beweist nicht nur die Schillanalyse, sondern auch die Untersuchung des Zwischenmittels bzw. der hangenden Schichten. Es läßt sich hier folgendes beobachten: Bioturbate Texturen zeigen sich besonders gut in solchen Sedimenten, die durch farbliche Differenzierungen die Schichtung gut erkennen lassen. Das ist in ausgezeichneter Weise im wiederholt zitierten (Wittmann 1957: 63; Grimm 1963: 239) Anschnitt am Scheitelpunkt der Straße von Uttlau nach Weng (Bl. Birnbach, 7544; r 85 260, h 70 600; H = 440 m) der Fall[27]). Der petrofazielle Wechsel von der Mehl- zur Glimmersandfazies erfolgt hier allmählich. Dennoch ist der Schillhorizont scharf begrenzt. Eine wechselnd mächtige Schillpackung (2—8 cm) besteht aus mehr oder weniger horizontal gepackten Einzelklappen und klaffenden Gehäusen. Gelegentlich sind geschlossene Gehäuse in Seitenlage eingestreut. Da sie nicht mit Sediment verfüllt sind, erfolgte eine Einbettung des noch lebenden Tieres. An der Oberkante dieser Schillbank treten häufig geschlossene Ge-

[27]) Die hier besonders gut ausgeprägten bioturbaten Gefüge erwähnt Buchner (1967) nicht, wie er auch die Fluchtbauten der Rzehakien nicht im Zusammenhang mit dem Schillhorizont sieht.

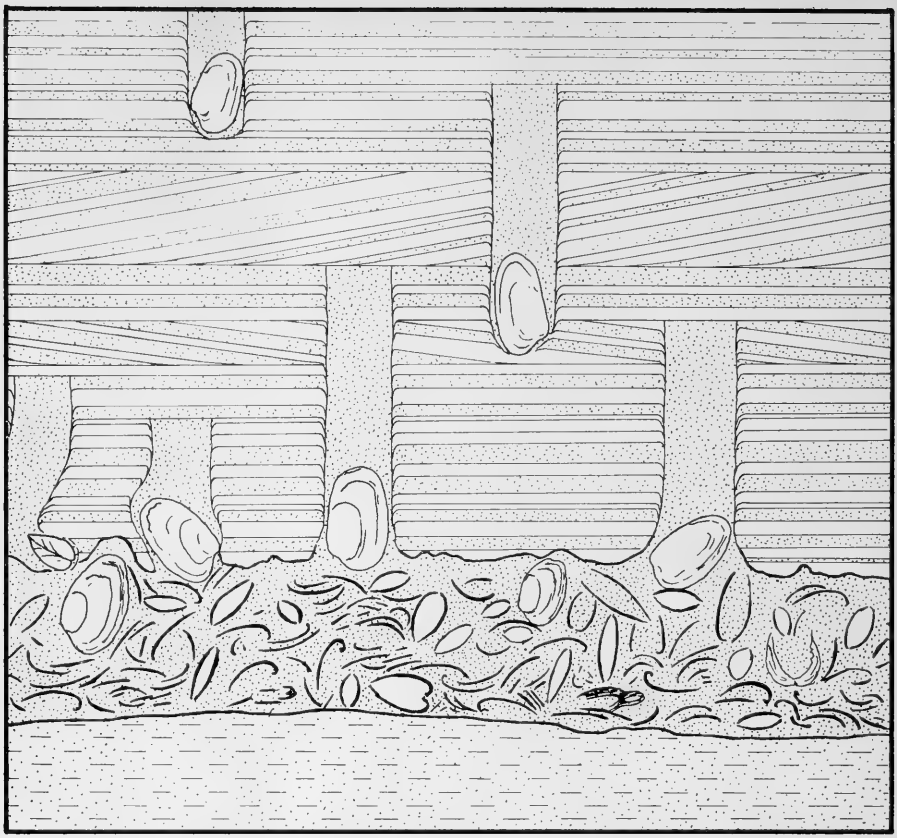


Abb. 1: Schillhorizont zwischen Mehl- und Glimmersandfolge nach Beobachtung am Straßenanschnitt zwischen Uttlau und Weng (Bl. Birnbach). *Rzehakia* in Lebensstellung über Schillhorizont; die Abstiegsschächte sind in unterschiedlicher Höhe abgeschnitten.

häuse in Lebensstellung auf, d. h. die Längsachse des Gehäuses steht vertikal (Abb. 1). Der Vorderrand ist im Kontakt mit Klappen der obersten Schillage, der Hinterrand zeigt nach oben. Über den Muscheln sind zylindrische Sedimentpfropfen zu sehen (Abb. 1), die einige cm lang sein können und senkrecht im Sediment stehen. Sie haben einen Durchmesser, der nur 1—3 mm größer ist als die Höhe der *Rzehakia*-Klappen, die an der Basis liegen (Abb. 1). Diese Sedimentsäulchen lassen sich aus dem umgebenden geschichteten Glimmersand herauslösen und sind sowohl im Längsschnitt wie auch auf den Schichtflächen im Querschnitt gut zu erkennen.

Es handelt sich um die Grabschächte der Rzehakien. Derartige Schächte sind von Reineck (1958, 1967) und Schäfer (1962) von *Mya arenaria* aus dem Watt

beschrieben worden. Sie sind typisch für Lamellibranchiaten, die nur oder bevorzugt vertikale Bewegungen i m Sediment ausführen.

Aus der Analyse solcher Wühlspuren lassen sich die sedimentologischen Bedingungen zu Lebzeiten der Muschel ableiten. Wenn eine Muschel sich aufwärts bewegt, preßt ihr Fuß uhrglasförmig Sandschichten ineinander und verstopft so die Röhre nach unten, um für ihre Bewegungen stets ein neues Widerlager zu finden. Jux & Strauch (1967) konnten zeigen, daß im niederrheinischen Oligozän solche Stopfbauten in Galerien übereinander oft mehr als 1 m lang sind. Sie sind hier ein Zeichen für rasche Sedimentation, mit der die Muscheln nur durch Aufwärtswandern Schritt halten konnten. Da sich das Lebensalter der Muscheln abschätzen läßt, ist die Größenordnung der Sedimentationsgeschwindigkeit leicht zu taxieren[28]).

Ähnliche Verhältnisse mögen in den Sandbänken des Oncophora-Meeres geherrscht haben. Muscheln, die im Lee einer Sandbank lebten, mußten solange aufwärts wandern, wie der Sand auf ihre Wohnplätze rieselte. Erst wenn der Scheitel einer Sandbank überschritten wurde und im Luv deren Abtragung einsetzte, war das Tier zur umgekehrten Bewegung gezwungen; es stieg ab und der Schacht verstürzte teilweise oder, wenn nach dem Tod des Tieres keine Siphone mehr vorhanden waren, ganz. Das Sedimentgefüge ist also — und das zeigt auch der Aufschluß an der Straße Uttlau—Weng (Abb. 1) — in der Fluchtröhre völlig richtungslos. Die Muscheln konnten absteigen, bis ihnen die Klappen der älteren Schillage, das Initialpflaster oder das bereits entstandene Schillpaket Einhalt geboten. Da die Sedimentation sich allmählich verstärkte, wurden die Sandbänke nicht vollkommen wieder aufgerollt; es blieb vielmehr eine immer mächtiger werdende Sohlschicht erhalten, wodurch auch ein Teil der Fluchtröhren überliefert wurde, wie das Schema Abb. 1 zeigt. Wenn die Muscheln vollkommen ausgespült wurden, entstand eine neue Schillage. In der Wiederholung dieses Prozesses sehen wir die Entstehung des niederbayerischen Schillhorizontes.

Im Gebiet der Rott wurde offensichtlich der kritische Bereich rascher durchschritten als im Bereich des Inns. Die überwandernden Sandpakete blieben größtenteils erhalten und eine mächtige Schillbildung entfiel. Im Süden verstärkte sich erst allmählich die Schüttung, so daß sich im oberen Teil der Schillbank mehr und mehr feine und danach immer stärkere Sandlagen einschalteten, die schließlich nur noch von einzelnen Pflastern unterbrochen wurden. Mit wachsender Turbulenz konnte nicht nur mehr Sediment vom Lande her eingeschüttet und transportiert werden, die Stärke der Wasserbewegung reichte nun auch aus, selbst größere Teile wie Muschelklappen zu transportieren und schließlich aufzubereiten. Im sich allmählich auflösenden Schillhorizont werden die Pflaster zunehmend von Einzelklappen aufgebaut, die einen Transport durchgemacht haben.

---

[28]) Selbstverständlich kann man daraus nicht auf die Ablagerungsdauer der gesamten Schicht schließen. Wahrscheinlich liegen wesentliche Zeitintervalle in den Lücken, während welcher keine Ablagerung erfolgte oder Abgelagertes wieder erodiert wurde.

e.

Der Schillhorizont ist somit ein Produkt beginnender Turbulenz über dem allmählich küstenwärts ansteigenden Meeresboden. An der Basis ausfingernder Sandbänke verblieben die freigelegten Gehäuse der dort lebenden Muscheln, sie reicherten sich durch mehrfaches Übereinanderhinwegwandern von Sedimentkissen zu Schillen an. Entgegen den Angaben GRIMMS (1963: 243) ist also bewiesen, daß der untere Teil des Schillhorizontes autochthon durch Freispülen der Klappen an Ort und Stelle ohne jeglichen Transport entstanden ist. Der höhere Teil hingegen nimmt mit Verstärkung des Wellenganges wiederum im Gegensatz zur Ansicht GRIMMS (: 243) mehr und mehr allochthonen Charakter an, wodurch ein allmählicher Übergang zu den Gegebenheiten der Glimmersande erfolgte, für die nach dem eingangs dargestellten Konzept also mit Sicherheit noch küstennähere Sedimentationsareale angenommen werden können.

Gleichzeitig wird durch diese Entstehung des Schillhorizontes gezeigt, daß er sich nur lokal in einer b e s t i m m t e n Zone, nämlich im Bereich der kritischen Linie bilden konnte. Die kritische Linie darf bei 10 m Wassertiefe oder wenig tiefer angenommen werden. Mit zunehmender Zuschüttung der Oncophora-See, die besonders von S her erfolgte, wanderte der Absatzbereich des Schillhorizontes nach N über das Sedimentationsgebiet der Mehlsande hinweg. Der Schillhorizont ist somit in sich nicht synchron.

3. D e r G l i m m e r s a n d - B e r e i c h

a.

Die Glimmersande sind als kartographisch faßbare, durchhaltende Schichtenfolge von WITTMANN (1957: 64) erkannt und benannt worden. Auf seine eingehende Darlegung sei im einzelnen verwiesen.

GRIMM charakterisiert die Sedimente mit folgenden Worten (1963: 227): „Im unteren Teil der Glimmersande herrscht die Korngrößenfraktion 0,06—0,12 mm vor; hier kommt rhythmischblättrige Wechsellagerung von dünnen Mergelschluffbändern mit glimmerreichen Feinsandlagen vor. Im oberen Abschnitt der Glimmersande wird das Sediment gröber (vorherrschende Fraktion 0,12—0,25 mm) und enthält nach oben zunehmend Klein- und Mittelkies in Einzelgeröllen und Kiesschnüren eingestreut. Bei Pettenau/Inn schließen sich diese Geröllagen zu zwei Kieshorizonten von insgesamt 2,5 m Mächtigkeit zusammen." Die Farbe wechselt von gelbbraun über dunkelgrau nach blaugrau.

Wie die zunehmende Korngröße zeigt auch das texturelle Bild einen deutlichen Wechsel. „Die in den höheren Lagen des Schillhorizontes auftretende weitspannige Horizontalschichtung nimmt nach dem Hangenden der Glimmersandeinheit immer unruhigere Formen an. Eine weitspannige, bogige Schräg- bzw. Kreuzschichtung wird charakteristisch für die zunehmende Bewegung des Transportmittels" (WITTMANN 1957: 85). In wechselndem Maße gilt das für das gesamte Verbreitungsgebiet zwischen Inn und Vils, wo also „keine wesentliche laterale Faziesdifferenzierung" stattfindet (GRIMM 1963: 227).

b.

Molluskenreste treten verstreut auf. Während sie noch direkt über dem Schillhorizont relativ häufig sind, werden sie zur Hangendgrenze immer spärlicher. Sie werden als isolierte Einzelklappen, Bruchstücke oder gelegentlich auch in weit gestreuten, lockeren Pflastern beobachtet.

Die Molluskenfauna besteht aus

Hydrobia frauenfeldi (M. Hoernes)
Staliopsis (Staliopsis) dehmi (Schlickum)
Melanopsis impressa impressa Krauss
Congeria rottensis (Ammon)
Limnopagetia bavarica (Ammon)
Limnopagetia schmiereri Schlickum
Limnopappia kuiperi sauerzopfi Schlickum
Rzehakia guembeli (Gümbel).

Außerdem fand sich am großen Böschungsanriß an der Eisenbahnbrücke westlich Brombach eingeschwemmt ein Spindelbruchstück der Landschnecke *Cepaea brandti* Schlickum.

Mikrofossilien wurden nicht beobachtet.

c.

Die Mollusken zeigen eine wachsende Turbulenz des Wassers und damit zunehmend unruhige Sedimentationsverhältnisse an. Das drückt sich 1. in der Änderung des Gehäusehabitus einiger Mollusken und einem Artenwechsel gegenüber dem Schillhorizont und 2. in biostratinomischen Besonderheiten aus.

Ein Artenwechsel fällt innerhalb der Gattung *Congeria* auf. An die Stelle von *C. schuetti,* tritt in den Glimmersanden *C. rottensis.* Letztere ist eine stärker euryöke Art und besonders dem Flachwasser und einer schwankenden Salinität angepaßt. Weitere Abweichungen zeigen sich bei genauer Betrachtung innerhalb der Gattung *Limnopagetia* (Schlickum 1967: 178) und im Verhalten von *Rzehakia guembeli.* Die Klappen von *Rzehakia* sind nicht mehr so aufgebläht, sondern mehr oder weniger abgeflacht. Vielleicht handelt es sich um eine beweglichere ökologische Variante dieser Art.

Mollusken in Lebensstellung sind nur im tiefsten Bereich der Glimmersande noch als Seltenheit zu beobachten. Hier findet man sie vorwiegend zu Pflasterlagen oder Schillschmitzen sortiert und zusammengetragen; sie fügen sich einer weitspannigen Horizontalschichtung ein.

Zur Hangendgrenze hin werden Fossilien immer seltener, wobei sich die Indizien für steigende Turbulenz mehren. Rippel- und Kreuzschichtung im cm- bis dm-Bereich (z. B. im Hinterholzer Bach besonders gut aufgeschlossen) gehen in eine weitspannige, im m-Bereich liegende Schrägschichtung mit Kornvergröberung

und sich einschiebenden Geröllschnüren über. Die fortwährende Umlagerung[29]) führte zur vollkommenen Zerstörung der meisten Klappen und Gehäuse. Die Sedimentbewegung war so stark geworden, daß kaum noch sessiles oder schwach vagiles Benthos existieren konnte (letal-lipostrate Fazies; SCHÄFER 1963). Durch die ansteigende Turbulenz wird nicht nur eine zunehmende Verflachung der See, sondern auch ein Näherrücken der Küste angezeigt. Die Pettenauer Schotter, die sich im Inngebiet östlich Simbach als zwei geringmächtige Zungen von Süden her den Glimmersanden einschieben, dürften Mündungsfächer von kleinen, aber vielleicht wasserreichen Flüssen gewesen sein. Denselben Hinweis gibt das vermehrte Auftreten von Holzsplittern, Rindenbruchstücken und Pflanzenhäcksel im höheren Profilabschnitt, die zusammen mit Molluskenresten einen Schilltyp bilden, den JÜNGST (1942) als Ästuarschill bezeichnet.

d.

Die Glimmersande entwickeln sich kontinuierlich aus dem Schillhorizont. WITTMANN (1957: 86) glaubt, aus dem petrofaziellen Bild dieser Abfolge einen schwach geböschten Schwemmkegel entwickeln zu können[30]), womit er zutreffend andeutet, daß es sich auch hier nicht um ein synchron abgelagertes Sedimentpaket, sondern um eine — über längere Zeiträume — wandernde Fazies handelt. Diese Schüttungsfront wanderte von S nach N in Richtung des Beckenzentrums und schob den Gürtel der Schillbildung vor sich her. Die Stirn der Glimmersandfront, im Profil der basale Glimmersandanteil, repräsentiert also bereits flacheres Wasser als der Schillhorizont selbst, in dem sich schon der „Einfluß des (holzliefernden) Festlandes" (MAYR 1957: 331) bemerkbar macht. Die Wassertiefe von 10 m und weniger nimmt bis zu den höchsten Teilen der Folge ab und erreicht schließlich den Nullpunkt. Die gesamten Glimmersande können also als litorale Sedimente aufgefaßt werden und stellen keineswegs „küstenferne und -nähere Bereiche" dar (GRIMM 1963: 227). Sie sind im Gegensatz zur Darstellung SCHLICKUMS (1964 a: 43) keine Ablagerungen ruhiger, sondern lebhaft turbulenter Gewässer.

e.

Die Strandzone ist mit den höchsten Glimmersandschichten erreicht. Die obersten Schichten weisen auf flachste Wasserbewegung (Brandungszone) oder sogar auf Auftauchen hin. MAYR (1957: 331) stellte in diesem Bereich Trockenrisse fest. Die Anschnitte im Antersdorfer Bach (nö. Simbach am Inn) geben Querschnitte

[29]) „Beschränkte und kurzfristige Abtragungsphasen", wie MAYR (1957, 330) sie als Ausnahme annahm, sind sehr häufig. Gerade hier wird der größte Teil der Zeitspanne, die die Glimmersande repräsentieren, sich in den Lücken verbergen. Einzelne Sandbänke entstehen schnell, sind aber auch rasch wieder abgetragen.

[30]) Die Einwände SCHAUERTES (1963: 202) gegen diese Darstellung erscheinen unbegründet. Mächtigkeitsdifferenzierungen durch unterschiedliche Krustenbewegungen stören dieses Bild nicht.

weitspanniger Sandkissen und Großrippel-artiger Strukturen frei (vgl. ähnliche Bilder bei Reineck & Singh 1967: 229).

Einmündende Zuflüsse wurden in der Brecherzone gebremst und gestaut und die mitgeführten Sedimente abgesetzt. Sie häuften sich im Mündungsbereich zu Sandwällen und -bänken auf, ähnlich wie es sich bei rezent vergleichbaren Beispielen beobachten läßt (Welder 1959: 57). Im Brandungsbereich bildeten sich die Sandbarren, die sich kulissenartig voreinander schoben. Während sie sich seewärts im tieferen Wasser zu wandernden Sandbänken formierten, dürften sie an der Küste gemäß den Darlegungen von Welder nur noch 30 bis 50 cm unter Wasser gestanden haben, bis sie schließlich — zu Strandwällen aufgeschüttet — aus dem Wasser auftauchten. Hiermit hat die Sedimentation der Glimmersande ein Ende gefunden.

Die höchsten Glimmersande, die eine langsam vorrückende Strandlinie repräsentieren, stellen somit ein in sich zeitlich ungleiches, abschließendes Sedimentpaket der Folge dar, wie es in ähnlicher Weise auch für die basalen Teile bewiesen werden konnte. Die Glimmersande wuchsen zu einem ungleichalterigen Schichtenkörper an, wie es rezent an einem Küstenabschnitt der amerikanischen Golfküste (an der Grenze zwischen Alabama und Florida, ebenfalls im Mündungsgebiet eines Flusses) von Jux & Strauch (1965: 113 und Taf. 11) veranschaulicht worden ist.

Die unteren Oncophoraschichten zeigen insgesamt einen Sedimentationsablauf, bei dem sich eine konsequente Verflachung und Einengung des Brackwasserbeckens durch ein Engerziehen der Küste vollzog. Der Abschluß der Sedimentation bedeutet zugleich auch das Ende des offenen Brackwassermeeres.

4. Der Bereich des Aussüßungshorizontes

a.

Über den Glimmersanden erwähnt erstmalig Zöbelein (1940: 247) im Gebiet von Pfarrkirchen „ein 40 cm mächtiges, violettbraunes Sandband, das aus den brackischen Sanden hervorgeht und seinerseits von 50 cm hellgrauen, sehr feinen Mergeln überlagert wird“ (Mayr 1957: 332). Wittmann (1957: 75) wies nach, daß diese Folge in wechselnder Ausbildung im gesamten Ausstrich der Brackwassermolasse Niederbayerns zu verfolgen ist. Wegen seines unterschiedlichen petrographischen Bildes ist dieser Horizont von Wittmann ausnahmsweise nicht nach lithofaziellen Besonderheiten, sondern nach seiner Fauna, die eine starke Näherung an Süßwasserverhältnisse anzeigt, als Aussüßungshorizont“ bezeichnet worden.

Um das außerordentlich wechselhafte petrographische Bild zu umreißen, beschrieb Wittmann (1957) eine ganze Reihe von Profilen. Am Türkenbach besteht der Aussüßungshorizont aus „grauen, dichten, sandigen Mergeln“ (:70) und „hellgrauen, feuchten, feinkörnigen Mergeln“ (: 71), bei Hitzenau aus „grauen, vorwiegend kalkigen, dichten Sandmergeln“ und „graubraunem bis hellgrünlichgrauem, trockenem, sandigem Ton“ (: 71), bei Antersdorf aus „hell- und dunkel-

grau gebänderten Mergeln" (: 72) und bei Gopping aus „olivgrauen, sandigen, speckigen Mergeln" (: 73). Eine scharfe petrographisch definierte Ober- und Untergrenze kann man nicht angeben. Trotz der unterschiedlichen Ausbildung ist dieser Bereich nach WITTMANN (: 73) gut erfaßbar, da „nahezu an jeder Basis des Aussüßungshorizontes" die „typische braunviolette Färbung der oberen Glimmersandbereiche" bezeichnend sei. Im Profil des Antersdorfer Baches bzw. des Türkenbaches, wohin WITTMANN sein Standardprofil legt, fehlt allerdings diese Bräungszone unter dem sogenannten Aussüßungshorizont.

Da diese Bräunungszone besonders leicht auffällt, wurde sie von MAYR (1957), GRIMM (1963) und SCHLICKUM (1964 a) fälschlicherweise mit dem WITTMANNschen Aussüßungshorizont identifiziert. Das wird dadurch verständlich, daß im Kartierungsgebiet MAYRS (1957: 334) häufig nur diese Bräunungszone (allerdings mit den entsprechenden Fossilien) — oft noch tief in den Glimmersanden liegend, so daß stellenweise noch 2 m Glimmersand über dem „Aussüßungshorizont" folgen — vorhanden ist, wogegen die nach WITTMANN den Aussüßungshorizont charakterisierenden grauen, dichten, bröckligen Mergel[31]) fehlen (1957: 75).

Somit zeigt sich zwar, daß gewisse petrographische Besonderheiten den sogenannten „Aussüßungshorizont" kennzeichnen, er aber nicht eindeutig lithologisch faßbar ist und auch von den einzelnen Autoren unterschiedlich aufgefaßt wird. Es bleiben also nur faunistische Indizien zur genauen Abgrenzung dieses Horizontes. SCHLICKUM (1964 a: 44, Fußnote 34) wies in diesem Zusammenhang bereits darauf hin, daß sich die stratigraphischen Einheiten der Oncophoraschichten in erster Linie auf ökologische Besonderheiten gründen.

Im folgenden wird daher der Aussüßungshorizont nicht im Sinne MAYRS (1957), GRIMMS (1963) und SCHLICKUMS (1964 a) allein als braunes Band von wechselnder petrographischer Zusammensetzung (nicht immer Mergel!) verstanden, dessen Färbung von der Zufälligkeit untergeordneter Faktoren abhing. Der gesamte Sedimentpacken, der sich durch eine andere Molluskenfauna auszeichnet (nämlich eine mehr dem ausgesüßten Zustand genäherte), als man sie im Hangenden und Liegenden findet, wird als „Bereich des Aussüßungshorizontes" geführt.

b.

Die Molluskenfauna des Aussüßungshorizontes besteht aus:

* *Clithon (Vittoclithon) pictus pictus* (FÉRUSSAC)
Theodoxus (Theodoxus) cyrtocelis (KRAUSS)
* *Hydrobia frauenfeldi* (M. HOERNES)
** *Nematurella pappi* SCHLICKUM

[31]) Nur in seltenen Fällen handelt es sich tatsächlich um Mergel (50—70 % Gesamtkarbonatgehalt), sondern meistens um Tonmergel (30—50 %) oder Mergeltone (10—30 %). Für die als „Mergelbänder" in der Literatur gekennzeichneten „Aussüßungshorizonte" von Stadl Rott nahe Pfarrkirchen analysierten wir 25,65 % Ca CO_3 (ohne die Schillanteile größer als 0,2 mm ϕ).

** *Staliopsis (Staliopsis) grimmi* (Schlickum)
* *Melanopsis impressa impressa* Krauss
Stagnicola (Stagnicola) armaniacensis (Noulet)
Radix (Radix) socialis dilatata (Noulet)
Planorbarius cornu (Brongniart)
Gyraulus trochiformis dealbatus (A. Braun)
Ancylus wittmanni Schlickum
Margaritifera flabellata (Goldfuss)
Unio eseri Krauss
Unio lavateri Goldfuss
Anodonta splendens Goldfuss
Sphaerium sp.
* *Congeria rottensis* (Ammon)
** *Limnopappia kuiperi kuiperi* Schlickum

Außerdem liegt eingedriftet eine Klappe einer *Bankia*- bzw. *Teredo*-Art vor. An eingeschwemmten Landschnecken fanden sich *Leucochroopsis francofurtana* (Wenz) und *Cepaea brandti* Schlickum.

Die durch * bezeichneten Arten sind solche, welche als Brackwasserarten bekannt sind. Bei den mit ** versehenen Arten weist die Gattung auf Brackwasser hin.

Die Muschel *Congeria rottensis* tritt nur in ausgesprochenen Kümmerformen auf. Das gleiche gilt von den Schneckenarten *Clithon (Vittoclithon) pictus* und *Hydrobia frauenfeldi.*

Die Fauna des Aussüßungshorizontes unterscheidet sich von den bisherigen Faunengesellschaften grundlegend. Die in der Artenliste nicht näher gekennzeichneten Arten sind Süßwasserbewohner, welche in das Brackwasser nur in sehr begrenztem Umfang vorstoßen können. Bis auf *Theodoxus (Theodoxus) cyrtocelis, Melanopsis impressa impressa* und *Radix socialis dilatata* vertragen sie im allgemeinen nur einen Salzgehalt bis zu 3 ‰.

Da sowohl einige der salzempfindlichen Süßwasserarten, insbesondere *Planorbarius cornu, Gyraulus trochiformis* und *Ancylus wittmanni* wie auch die Brackwasserarten *Clithon (Vittoclithon) pictus, Hydrobia frauenfeldi* und *Congeria rottensis* im Aussüßungshorizont allgemein verbreitet sind, kann entgegen Wittmann (1957: 86) davon ausgegangen werden, daß die Gewässer oligohalin (im Sinne von Remane, 1958, und Hiltermann, 1966) waren, also 0,5—3 ‰ Salzgehalt hatten.

c.

Trotz des wechselvollen Bildes dieses Horizontes scheint für alle Lokalitäten typisch zu sein, daß aus den Glimmersanden heraus häufig eine feste, durch Bitumina braun oder seltener schwarz gefärbte, ungeschichtet erscheinende Zone hervorgeht. Für sie ist charakteristisch, daß sich der Glimmersandfraktion (um 0,2 mm) mit deutlichem Sprung in der Körnung feineres Material beimengt (vgl.

Abb. 3 B). Regellos sind die Mollusken eingestreut. Hierüber folgt meist mit scharfer Grenze der eigentliche „Aussüßungshorizont" WITTMANNS. Es handelt sich vorwiegend um die oben beschriebenen grauen Tonmergel und Mergeltone, für die ein bröckliges, schichtloses Gefüge bezeichnend ist. Auch hier sind die typischen Mollusken meist ungeregelt eingelagert, seltener in wenigen Bändern angereichert.

Die Anreicherung an organischen Substanzen in den braunen Horizonten ist z. T. auf die Ansammlung pflanzlicher Reste zurückzuführen. In ihnen ist häufig ein Wurzelboden nachweisbar, der für das schichtlose Gefüge dieses Bereichs mit verantwortlich ist. Er läßt erkennen, daß hier auf den Glimmersanden eine erste subaerische Vegetation Fuß gefaßt hat, die aber sehr rasch zu anmoorigen Verhältnissen führte (Huminsäuren im Sediment) und schließlich lakustrischen Bedingungen mit pelitischer Sedimentation weichen mußte. Das ist die typische Entwicklung im Bereich des Aussüßungshorizontes, die sich in variabler Folge überall zeigen läßt.

Aus dieser Sedimentfolge geht eindeutig hervor, daß das einheitlichere Bild der Fazies freier Meeresräume von dem mannigfaltigeren einer wechselvollen Küstenregion abgelöst wurde.

Das von JUX & STRAUCH (1965: 113) zitierte Beispiel von der Küste Alabamas (vgl. Kapitel B II 4 b) gibt ein brauchbares Vergleichsschema für die Vorgänge, die gegen Ende der Glimmersandsedimentation, d. h. am Strand des niederbayerischen Brackwassermeeres bestanden haben. Hier wie dort bildeten sich in den letzten Jahrzehntausenden in den Küstenabschnitten durch dauernde Sedimentzufuhr Strandwall hinter Strandwall. Hinter bzw. auf den jüngsten, nur einige dm hohen Strandwällen breitete sich ein Areal subaerischer Vegetation aus, zwischen und hinter ihnen entstanden schwache Gerinne oder kleine Seen — zum Teil mit reichem submersem Pflanzenwuchs — mit nahezu ausgesüßten Biotopen. Die Strandwälle zeigen das gleiche petrofazielle Bild wie die Flachwässer des Küstensaumes, sind aber biofaziell vollkommen anders geartet.

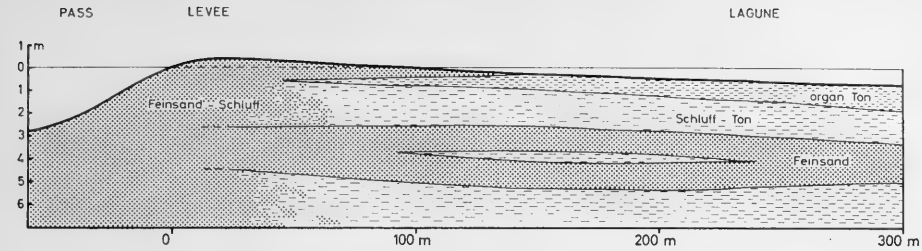
d.

In seiner räumlichen Entwicklung läßt sich dieser zitierte rezente Befund am besten mit den Verhältnissen vergleichen, die sich aus den Aufschlüssen am Türkenbach südlich der Bundesstraße Simbach/Mühldorf am Inn (Bl. Marktl 1: 25 000, 7743, r = 67 100, h = 45 710)[32]) erkennen lassen. Hier liegt der interessierende Bereich über mehrere hundert Meter frei (Abb. 2), während ansonsten meist nur eng begrenzte Sandgrubenaufschlüsse vorliegen. Daher ist das Türkenbach-Profil der Schlüsselpunkt zum Verständnis des Aussüßungshorizontes und der Oberen Oncophoraschichten[33]).

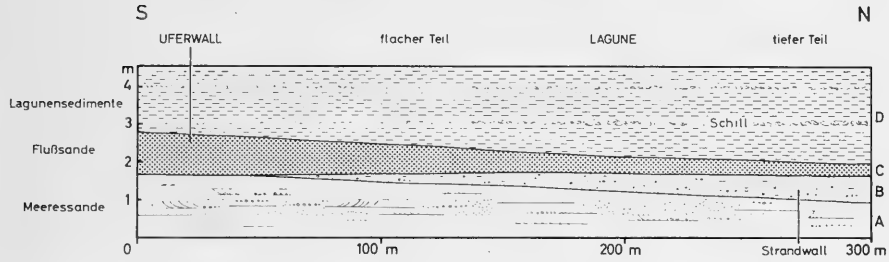
---

[32]) WITTMANN sah hier eines seiner typischen Profile. Wegen eines Brückenbaues sind die alten Aufschlüsse direkt südlich der ehemaligen Brücke nicht mehr zugänglich. Sehr gute Aufschlüsse liegen aber noch weiter bachabwärts.

[33]) Profile noch größeren Ausmaßes, wenn auch nicht so differenziert, sind auch durch den Antersdorfer Bach aufgeschlossen.



Querschnitt durch einen Levee im rezenten Delta



Schematisiertes Profil vom Türkenbach (Bl. Marktl)

Abb. 2: Natürlicher Flußwall eines Deltagebietes quergeschnitten im Vergleich mit dem Profil des untersten Türkenbachlaufes (Bl. Marktl). Erklärung vgl. Text.

Im untersten Teil des Profils (Bank A in Abb. 2) stehen die höchsten Glimmersande an, hier ein grobsandhaltiger Feinsand bis Grobsand, der relativ glimmerarm und nicht oder wenig geschichtet ist. Geröllschnüre (Feinkiesstreifen bis 1,5 m Ausdehnung und 5 cm Mächtigkeit) und Einzelgerölle (bis 3 cm Kantenlänge) sind eingelagert. Die Feinkiesschmitzen liegen gelegentlich schräg im umgebenden Sediment. Wenige Einzelklappen von großen Rzehakien sind eingespült und eingeschichtet. Sie lassen wie das Sediment noch auf hohe Turbulenz schließen, wobei durchaus an die Brandungszone und daran geknüpfte Strandwälle gedacht werden kann, da die höheren Schichtanteile sicher subaerische Verhältnisse erkennen lassen. Bio- und lithofaziell läßt sich dieser Bereich noch den „Glimmersanden" anschließen.

Mit unregelmäßiger, oft welliger Grenze geht der „Glimmersand" nach oben (Bank B, Abb. 2) in stärker verfestigten, stark tonigen Fein- bis Grobsand über, der auch hier noch zahlreiche Gerölle enthält. Das Sediment[34]) wirkt umsortiert,

[34]) Bei WITTMANN folgen über den Glimmersanden „feinkörnige Mergel" (1957, b in Profil Abb. 2, S. 70). Unsere Profile wurden etwa 200 m weiter südlich als das WITTMANNsche in der großen Bachschlinge aufgefunden. Auch hier zeigt sich bereits der rasche petrofazielle Wechsel.

ist ungeschichtet und in bergfeuchtem Zustand von blaugrauer bis schwarzgrauer Farbe. Der lange Bachaufschluß läßt erkennen, daß es sich im Querschnitt um einen außerordentlich flach geböschten Wall (vgl. Abb. 2) im Sinne eines S t r a n d - oder U f e r w a l l e s handelt. Die litorale Sedimentation der Glimmersande wurde mit der Aufschüttung eines Strandwalles abgeschlossen.

In dem bis 50 cm mächtigen Horizont B ist nach oben eine zunehmende, völlig ungeregelte Einpackung von Mollusken, meistens in Bruchstücken, bemerkbar. Der untere Teil hingegen ist ein typischer Wurzelboden, dessen Durchwurzelung bis maximal 40 cm in die liegenden, nicht verfärbten Sande hineingreift. Nach Art und Tiefe der Durchwurzelung ist bei genügender Höhe des Strandwalles eine krautige Vegetation, vielleicht mit kleinen Gebüschen durchsetzt, zu folgern[35]).

Diese Vegetationsdecke führte einerseits zur Bodenbildung, also zur Anhäufung von Humus innerhalb der Sande, andererseits fing sie bei jedem Hochwasser — sei es durch Flußüberschwemmungen oder durch Wasserstau bei Sturm von der offenen Seefläche her — feinen Schlamm ab. Es mischten sich die Glimmersande mit feinen Kornfraktionen, so daß besonders im höheren Teil grobsandiger Ton überwiegt[36]). Speziell in kleinen Tümpeln oder in schmalen distributären Flußarmen zwischen den alten Strandwällen (vgl. Jux & Strauch 1965, Taf. 11) konnte eine reiche Molluskenfauna stiller bis leicht bewegter Wasserbereiche unter oligo- (bis mio-) halinen Verhältnissen leben. Sie wurden in situ (im höheren Bereich des Horizontes) oder aus dem Hochwasser von den Pflanzen des Vegetationsgürtels am Fluß (im unteren Bereich) festgehalten und einsedimentiert.

Die Oberkante der Bank B (vgl. Profil Abb. 2), die sich in dem nahezu 300 m langen Hanganriß gut verfolgen läßt, ist mit 10 m Kammabstand gewellt. Sie unterstreicht nicht nur die geschilderten topographischen Verhältnisse, sondern drängt auch stellenweise die hangende Schicht von ursprünglich 50 cm auf wenige cm zusammen. Diese besteht aus ungeschichteten Feinsanden, die keine Gerölle mehr enthalten. Da die oben beschriebene humos-tonige Sandbank nach S auskeilt, liegen die Feinsande hier mit wechselnd deutlicher Grenze den Glimmersanden auf (C in Profil Abb. 2). Die Untergrenze ist meist gut durch Schillschnüre aus Congerien- und Melanopsiden-Gehäusen gekennzeichnet. Nach oben zu sind die Mollusken nur noch vereinzelt eingestreut. Der oberste Teil der Bank ist hier durch Gehäuse, Pflaster oder ineinandergeschachtelte Klappen von Unioniden in Lebensstellung gekennzeichnet.

Es wiederholen sich offensichtlich ähnliche Sedimentationsbedingungen, wie sie für den liegenden Teil erörtert wurden. Während aber vorher die Sedimentation im Brandungsbereich bis hinter die Strandwälle erfolgte, war sie jetzt in den

[35]) Buchner (1967: 69) glaubt, da er die Wurzelböden nicht bemerkt hat, daß der „Aussüßungshorizont" in 3 m Wassertiefe abgelagert worden wäre.

[36]) Die punktierte Kurve in Abb. 3 B veranschaulicht die gleiche Entwicklung für den Aussüßungsbereich von Stadl Rott. Der Anteil an Sand entspricht jenem der Glimmersande. Grobschluff ist kaum vorhanden, während die über 30 % feineren Anteile die Körnungskurve noch einmal aufgipfeln lassen.

Mündungsbereich eines Flußarmes verlegt. Der tiefere Teil dieser Ablagerungen repräsentiert den Mischungsbereich des Flußwassers mit dem Seewasser, nämlich den Mündungstrichter. Den Boden überzogen Rasen von Congerien, die meistens an Ort und Stelle eingebettet wurden. Hierüber schoben sich die Mündungsgebiete hinweg. Es finden sich nur noch Muscheln des Süßwassers, nämlich Unioniden, die am Flußufer zusammengespült oder in situ abgelagert wurden. Der höchste Teil erscheint wiederum wallartig abgesetzt.

Im Mündungsgebiet teilen sich die Flüsse oft in distributäre Systeme auf, deren einzelne Arme sich in das Meeresbecken vorschieben. Diese Läufe werden geschient von meist außerordentlich flachen Flußuferwällen ähnlich den Strandwällen, in die sie übergehen können (Abb. 2, Abb. 7). Diese „Levees" der englischen Literatur erreichen oft nur eine Höhe von einem oder wenigen Dezimetern über dem mittleren Wasserstand. Sie sind ein Produkt der periodischen Hochwässer des Flusses (vgl. auch Fisk 1960: 189). Hinter ihnen liegen Bereiche ruhigerer Sedimentation. Herodot beschrieb sie bereits aus dem Delta des Nils. Sie lassen sich in allen Mündungsgebieten beobachten und sind besonders aus den Deltabereichen großer Flüsse wie Nil, Euphrat-Tigris, Niger, Hwang-Ho, Po, Donau, Rhône, Rhein u. a. beschrieben worden. Die neuesten Arbeiten liegen über das vom Menschen kaum oder kontrolliert veränderten Mississippi-Delta vor (vgl. Kap. B I 3). Mit der Bildung eines solchen „Levee" oder Uferwalles fand im Horizont C (Abb. 2) die Sandsedimentation ein Ende.

Über den Feinsanden folgt mit gewellter Sohle ein sandigschluffiger Ton (Bank D in Profil Abb. 2). Dessen basale Teile sind wieder wechselnd stark als Wurzelboden ausgebildet, wobei die Durchwurzelung den gesamten Horizont C durchsetzen kann. Stellenweise ist dieser Teil reich an Pflanzenhäcksel, auch stark durchwühlt. Die Wühlbauten haben einen Durchmesser bis über 1 cm; sie könnten von uferbewohnenden kleinen Krebsen erzeugt sein. Erst im höheren Teil bildet sich allmählich eine Schichtung aus. Hier sind lagenweise (bis 30 cm über der Schichtsohle) Schnecken zumindest randlich stark bewachsener Gewässer eingestreut: *Gyraulus, Planorbarius, Radix, Stagnicola,* die see- oder teichartigen Biotopcharakter anzeigen (Schlickum 1964 a: 45). Die hier häufig auftretende Gattung *Theodoxus* meidet wegen ihres großen Sauerstoff-Anspruches Stillwässer.

Dieses letzte Glied der Folge des Aussüßungsbereichs, der sich ungefähr mit dem von Wittmann (1957: Abb. 2) angegebenen Profilabschnitt deckt, belegt, daß die Regionen hinter den vegetationsbedeckten Strand- und Uferwällen der distributären Mündungssysteme nunmehr in größere und kleinere, meist nicht zusammenhängende flache Becken aufgelöst wurden, die den Etangs des Rhône-Deltas vergleichbar sind.

Die am Profil vom Türkenbach gezeigten Vorgänge (bewachsener Strandwall, Flußmündung, Flußuferwall, lagunärer Bereich) können sich selbstverständlich — zumindest teilweise — wiederholen.

Innerhalb des Aussüßungshorizontes ist der mehrfache Wechsel von Turbulenzzone zu Auftauchzone und Stillwasserbereich häufig nachzuweisen. Oft fol-

gen mehrfach hintereinander unterschiedlich sandige Tonmergel oder Tone und Sandlagen. Über einen verlandeten distributären Mündungsarm kann sich später ein zweiter hinwegschieben. In einem Aufschluß in Grub bei Kirn (Bl. Kößlarn; r 80 170, h 56 450) hat sich ein unterer sandiger Mergelhorizont als Rinnenfüllung eines verlandeten Altwasserarmes erwiesen. Dort kommen in den liegenden Sanden des Uferwalles zahlreiche *Cepaea brandti* vor, die vielleicht in der krautigen Flora der Ufer lebten und so keinen weiteren Transport erlitten hatten. Die Gehäuse sind alle komplett (nur teilweise in sich durch Setzung des Sedimentes zerbrochen). Über dieser Mergelbank folgen wieder einige dm Flußsande in der Fazies der Uniosande (vgl. Kap. B II 6). Die hangenden Mergel leiten zu den „Schillsanden" über.

Eine Übereinanderfolge von Strandwällen wurde nicht sicher beobachtet. Es liegen keine Hinweise dafür vor, daß sich die Küste rückschreitend bewegte. Die „Glimmersande", die in der Grube Hintere Lexenau (Bl. Triftern, 7644, r 78 960, h 54 310) von Mayr (1957: 334) über dem Aussüßungshorizont beobachtet wurden, stellen eine fluviatile Fazies über einem untersten Auftauchhorizont dar, wie es sich auch am Türkenbach oder z. B. am Hohlweg Bergham (Bl. Aidenbach, 7444, r 83 760, h 80 420) beobachten läßt. Nur an einer Stelle hatte Mayr (1957: 330) möglicherweise eine rückschreitende Küstenregion nachweisen können: Die Sande unter dem Aussüßungsmergel bei Punkt r 45 73 670, h 53 500 000 (Bl. Marktl 7743) führen Sedimentgerölle eines älteren Aussüßungsmergels. Diese Beobachtung Mayrs ist ein zusätzlicher Hinweis für die eindeutig aus der faziellen Folge ablesbare zeitschräge Lage des Aussüßungshorizontes innerhalb der chronologischen Entwicklung der Oncophoraschichten. Sind schon Zeitdifferenzen bei der Bildung des Horizontes an ein und derselben Lokalität ablesbar, so müssen sie erst recht für weit voneinander liegende Lokalitäten gefolgert werden.

f.

Innerhalb des Bereichs des Aussüßungshorizontes lassen sich neben petrofaziellen auch biofazielle Differenzierungen nachweisen. Aus dem sedimentären Bild seines Liegenden, der obersten Glimmersande, läßt sich nicht immer entscheiden, ob diese noch marine Bereiche, Auftauchgebiete wie Nehrungszungen oder bereits Flußmündungen darstellen. Für den ersteren Fall spricht zum Beispiel das Auftreten von *Rzehakia* bis direkt unter den humosen Wurzelboden, womit hier die Zone des Aussüßungshorizontes beginnt (vgl. Profil am Antersdorfer Bach). Flußmündungsarme und ihre „Levees" (vgl. Abb. 7), die sich in das Brackwassermeer vorschieben, machen sich hingegen durch Melanopsiden (die auch Wittmann, 1957: 73, erwähnt) und vor allem durch Unioniden in den obersten Lagen der von ihnen geschütteten „Glimmersande" bemerkbar. Im Hohlweg bei Thalham (Bl. Simbach, 7744, r 77 160, h 49 470) haben wir noch 2 bis 3 m unter den Tonmergeln des Aussüßungsbereiches im Sand Unioniden — also Muscheln des fließenden Süßwassers — in Lebensstellung gefunden. Hier liegt die biofazielle Gren-

ze des Bereiches des Aussüßungshorizontes tief in den Glimmersanden.

Mit abnehmender Strömungsgeschwindigkeit im Mündungstrichter bildeten sich auf weniger in Bewegung befindlichen Sandböden Congerien-Rasen, die — falls sich ein erster submerser Bewuchs (wahrscheinlich flutende subaquatische Gramineen) einstellte — von *Melanopsis* abgelöst wurden. In den Randbereichen der Flußarme oder in abgeschnürten, leicht brackischen Altläufen lebte an den Ufern, wo sich bereits in lokalen Stillwasserzonen organischer Detritus absetzen konnte, neben *Nematurella pappi* und *Hydrobia frauenfeldi* die für diesen Bereich typische *Limnopappia kuiperi kuiperi.* Die Art fordert neben detritusreichen, vielleicht etwas schlammigen Gewässern noch leicht brackischen Einschlag. Diese Verhältnisse findet sie am Rande der Mündungsarme. Flache Tümpel (mit reichem Pflanzenwuchs) auf Strand- und Uferwällen oder am Rande hinter ihnen waren dagegen der Lebensraum von *Stagnicola, Radix, Planorbarius, Gyraulus* und *Ancylus. Sphaerium,* Ostrakoden und Characeen wurden in diesen Bereichen nur selten beobachtet. Es ist möglich, daß sie am Grunde dieser anmoorigen Gewässer keine guten Lebensbedingungen fanden (alle anderen Mollusken lebten im Pflanzenbewuchs) oder daß die außerordentlich zarten Schalen später aufgelöst wurden. Da größere, zusammenhängende Landkomplexe noch entfernt gewesen waren, verwundert es nicht, daß an eingeschwemmten Landschnecken nur eine mittelgroße *(Cepaea brandti)* und eine kleinere Art angetroffen werden konnten (Schlickum 1964 a: 44).

Die ausgesprochen kleinen Arten der Verlandungszone (Carychien, *Vertigo callosa)* fehlen.

g.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß der Bereich des Aussüßungshorizontes als natürliche Folge des Engerziehens der Küsten der Oncophora-See und der damit verbundenen Verlandung entstanden ist. Auf den Strand- und Uferwällen der einmündenden distributären Flußsysteme bildete sich ein erster Vegetationsgürtel (braune Zone, Wurzelböden), in deren Lee flache Becken und Rinnen abgeschnürt worden waren (graue, ungeschichtete Tonmergel), die weitgehend ausgesüßte, also oligohaline Bereiche darstellten. Letztere führten die Mollusken sauerstoffreicher, eutropher, lakustriner Becken, während die dazwischen durchbrechenden Flußläufe durch in Glimmersandfazies lebende Mollusken des strömenden Wassers angezeigt werden (Abb. 7). Diese vorwiegend biologisch gekennzeichnete Fazies folgte also der Litoralfazies, sie ist in sich — wie alle Schichtglieder der Oncophoraschichten — altersungleich. Die Entstehung einer mehr oder weniger geschlossenen Decke des Aussüßungskomplexes wird so verständlich. Die einzelnen Flußsysteme stören dieses Bild nicht, da sie ihre distributären Arme rasch verlagerten oder aufgaben, so daß überall eine initiale subaerische Phase zu beobachten ist. Aus dem oben entwickelten paläogeographischen und faunistischen Bild geht hervor, daß die Verschiebung der Biozönosen mit der Änderung der Petrofazies korreliert ist, daß aber die Fauna und Flora des Bereiches des Aussü-

ßungshorizontes sowohl in die psammitische Endphase der Glimmersandsedimentation als auch in die mehr pelitische Anfangsphase der folgenden sogenannten „Schillsande" a u t o c h t h o n eingebettet sein muß.

5. D e r S c h i l l s a n d - B e r e i c h

a.

Die heterogenste Serie innerhalb der Oncophoraschichten stellen die sogenannten „Schillsande" dar, die sich wechselnd rasch und mit unterschiedlich scharfer Grenze aus den feinklastischen Sedimenten des Aussüßungshorizontes entwikkeln. Der Begriff „Schillsande" wurde von WITTMANN (1957) in die Literatur eingeführt. Die petrofazielle Ansprache ist aber sehr unterschiedlich erfolgt. NEUMAIER & WIESENEDER (1939: 204) sprechen von „sandigen Mergeln", ZÖBELEIN (1940: 246) klassifiziert die oberen Oncophoraschichten auf Blatt Pfarrkirchen als „Mergel", „feinsandige Mergel" und „mergelige Sande". Nach WITTMANN (1957: 75) liegt die Kornfraktion zwischen Feinsand (genauer nach SCHAUERTE „Staubsand" = 0,02— 0,063; 1963: 9) und Grobschluff. Eine eingehende Darstellung der mineralischen Zusammensetzung geben WITTMANN (1957) und MAYR (1957).

Die Korngrößenverteilungen schwanken jedoch noch weiter, als in älteren Arbeiten bisher betont wurde. Proben verschiedener Lokalitäten sind einer Sieb- und Schlämmanalyse unterworfen worden (Abb. 3). Es zeigt sich hierbei, daß die Hauptgemengteile meistens innerhalb der Grobschluff-Fraktion liegen („Staubsand" in SCHAUERTE). Nur eine Probe (von zehn untersuchten) weist mehr als 50 % Feinsand auf, während andererseits eine sogar mit 95 % unter der Grenze 0.02 mm bleibt. Hierdurch wird zur Genüge gezeigt, daß der Name „Schillsande" von der Korngrößenklassifikation her schlecht gewählt ist.

Noch stärker wird dieses Bild durch die unterschiedliche Färbung differenziert. Besonders die grobschluffigen Feinsande weisen ähnlich den Mehlsanden eine hellbeige Farbe auf. Zunehmender Ton- oder Kalkgehalt oder wechselnde Humusanteile erzeugen eine Farbskala über helle Grauwerte zu dunkelblaugrau oder dunkelbraungrau. Das texturelle Bild zeigt in stärker pelitischen Partien eine meist gut sichtbare Feinschichtung. Feinsandige Partien besitzen oft eine flache Schrägschichtung im mm-Bereich. Für diese Bereiche betont MAYR (1957) die z. T. außerordentliche Ähnlichkeit mit den Mehlsanden.

„Wegen der reichen Fossilführung und schillförmigen Anreicherung" hat WITTMANN (1957: 76) „für diese Einheit die Bezeichnung S c h i l l s a n d e gewählt". Wie gezeigt wurde, erweckt das Sediment in vielen Fällen (z. B. in den Aufschlüssen in Walksham, Entholz, Grub bei Kirn, am Antersdorfer Bach oder am Türkenbach) aber nicht den Eindruck eines Sandes, sondern vielmehr den eines sandigen Mergels oder tonigen Schluffes. Andererseits handelt es sich nicht nur um schillartige Fossilansammlungen. Oft liegen Pflaster oder unregelmäßig verteilte Einzelgehäuse vor. In vielen Fällen ist Einbettung in Lebensstellung vorhanden. Manche Packen erscheinen auch fast fossilleer.

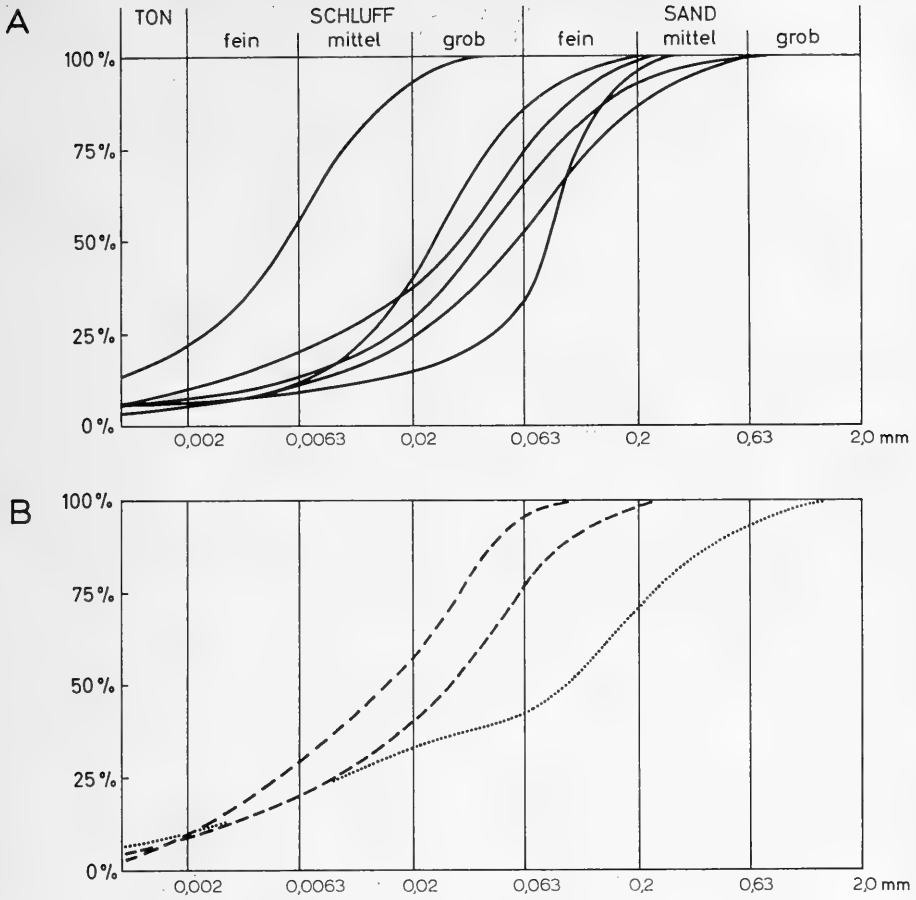


Abb. 3: Korngrößensummenkurven: A. Schillsandproben verschiedener Lokalitäten. B. Punktiert: Humos-sandiger Horizont des Aussüßungsbereiches von Stadl Rott bei Pfarrkirchen. Gestrichelt: Lakustrische Schichten.

b.

Die Molluskenfauna schließt sich in der artlichen Zusammensetzung eng an den Bestand der Glimmersande an. Sie enthält:

Clithon (Vittoclithon) pictus pictus (Férussac)
Theodoxus (Theodoxus) cyrtocelis (Krauss)
Hydrobia frauenfeldi (M. Hoernes)
Nématurella klemmi Schlickum
Staliopsis (Staliopsis) dehmi (Schlickum)
Ctyrokia ammoni Schlickum

Melanopsis impressa impressa KRAUSS
Radix (Radix) socialis dilatata (NOULET)
Unio eseri KRAUSS[37])
Congeria rottensis (AMMON)
Limnopagetia bavarica (AMMON)
Limnopagetia schmiereri SCHLICKUM
Limnopappia kuiperi sauerzopfi SCHLICKUM
Rzehakia guembeli (GÜMBEL).

Zu dieser Fauna treten eingedriftet Röhren von *Bankia* oder *Teredo* sowie eingeschwemmt Bruchstücke von *Cepaea brandti* SCHLICKUM.

Während in den bisher besprochenen Schichten — ebenso wie in den folgenden Uniosanden — die charakteristischen Arten nicht nur mehr oder weniger allgemein verbreitet sind, sondern meistens auch die ganze Schicht durchlaufen, ist dies in den Schillsanden nicht der Fall. Hier wechseln die Mollusken-Zönosen, so daß verschiedene Gesellschaften ausgeschieden werden können.

Gelegentlich wurden kleine Ostrakoden-Populationen beobachtet.

c.

Die differenzierte Molluskenverteilung und die heterogene Sedimentzusammensetzung hat für diese Schichten nur zu wenigen Erörterungen über die Umwelts- und Ablagerungsbedingungen geführt. Wenige recht unterschiedliche Bemerkungen verschiedener Autoren sind Hinweise auf die bisherigen unklaren genetischen Vorstellungen. Offensichtlich haben schillartige Anreicherungen von Molluskenklappen und -gehäusen WITTMANN verleitet, nicht nur „zusammengeschwemmte Totengesellschaften" infolge „unruhiger Sedimentationsverhältnisse", sondern sogar „brandungsähnliche Bewegungen" (1957: 84) anzunehmen. Ganz anders sieht MAYR die Sedimentation, indem er glaubt, daß die Schillsande sich als erneute Stillwasserfolge über die Glimmersande legen (1957: 334). Trotz sehr unterschiedlicher Verhältnisse im petro- und biofaziellen Bild sind diese widersprüchlichen Deutungen unwahrscheinlich.

Das Profil am Türkenbach kann auch hier als repräsentatives Beispiel dienen (Abb. 2). Wie bereits im vorigen Kapitel dargestellt wurde, entwickelt sich über sandigen Strand- oder Uferwällen der Aussüßungszone ein krautiger Vegetationsgürtel. Über dem Wurzelboden mit seltenen Landschnecken — nur *Cepaea brandti* — schieben sich Lagen mit Süßwasserschnecken ein. Die Schichtung wird nun immer deutlicher, Staubsandbeimengungen treten auf. Lagen mit *Planorbarius* und *Gyraulus* wechseln mit kaum auffälligen[38]) *Radix*-Pflastern. Die nächsten rezenten Verwandten von *Radix socialis dilatata* vertragen einen Salzgehalt von höchstens 14 ‰ (vgl. SCHLICKUM 1964 a: 46, insbesondere Fußnote 37). Ca. 10—20 cm

[37]) Wir fanden im April 1966 in Eitzenham ein doppelklappiges Stück. Ein weiteres liegt aus einer alten Aufsammlung von Rotthalmünster vor (vgl. SCHLICKUM 1964 a: 23 und GRIMM daselbst: 56).

[38]) Die bauchigen *Radix*-Gehäuse sind sehr dünn, glasartig und immer verdrückt.

über den ersten Lagen limnischer Schnecken schalten sich in enger Wechsellagerung erste Congerien-Pflaster und *Melanopsis*-Lagen ein. Nach oben wird ein brackischer Einschlag immer deutlicher, und die Schillagen der Congerien bilden auffällige, einige cm dicke Bänder mit sandigem Zwischenmittel. Schließlich folgen verstreut bereits wieder Rzehakien in der kurz gedrungenen Form pelitischer Böden[39]).

Der allmähliche Übergang von der Aussüßungszone zum Hangenden schließt nicht aus, daß im untersten Bereich der Schillsande örtlich kleine Salinitätsschwankungen rasch aufeinanderfolgen können[40]). Lagen von Planorben und Congerien sind nur durch mm-dicke Schluff- oder Tonlagen voneinander getrennt oder gehen allmählich ineinander über. So zeigt beispielsweise das untere hervortretende, sicherlich autochthone Congerien-Schillpaket an einigen Stellen eine abschließende Schicht von *Gyraulus trochiformis dealbatus* und *Nematurella pappi,* zwei Arten also, die ansonsten den Biotopen des Aussüßungshorizont-Bereiches zu eigen sind. In den höheren Lagen der Schillsande sind die Schwankungen nicht mehr so extrem und erfolgen auch langsamer; dennoch wechselt auch hier noch die Salinität der Gewässer vom Oligohalinikum mit *Radix, Theodoxus Clithon, Limnopappia,* u. a. bis zu mindestens pliohalinen Verhältnissen, unter denen *Rzehakia* gute Lebensbedingungen fand. Diese allmählichen Schwankungen lassen sich in allen Profilen der Schillsande erkennen, wobei nicht nur eine zunehmende Verbrackung — wie in der Literatur allgemein angenommen wird — sondern auch zwischengeschaltete Aussüßungsvorgänge bemerkbar sind. Das zeigen nicht nur die über größere Strekken verfolgbaren Profile am Türkenbach und Antersdorfer Bach, sondern auch kleinere Aufschlüsse.

Zur Verteilung der Fauna ist noch zu bemerken, daß die pliohaline *Rzehakia guembeli,* wie bereits Mayr (1957: 336, vgl. auch Wittmann 1957: 76) aufgefallen ist, sehr stark zurücktritt. Das fazielle Bild wird nicht mehr durch diese Art, sondern durch ein massenhaftes Auftreten von *Congeria rottensis* und *Limnopagetia schmiereri* bestimmt.

d.

Wie der Aussüßungshorizont zeigen alle Profile eine Eigenentwicklung, die sich in Fauna und Körnung ausdrückt. Die Fazies ist so wechselhaft, daß die Behauptung Grimms (1964: 166), „die . . . Schillsande müssen einem großen zusammenhängenden Brackmeer zugeordnet werden", schon aus diesem Grunde nicht haltbar ist. Die Schillsande sind in der konsequenten Weiterentwicklung der oberen Glimmersande (Schlickum 1964 a: 45, 49, 57) und des Aussüßungshorizontes h i n t e r der Küstenlinie zum Absatz gekommen. Hinter den Hochwasserwällen distributärer Flußmündungssysteme und den Strandwällen liegen flache Wannen,

[39]) Wir konnten nicht beobachten, daß die unteren 2 m des Schillsandbereiches hier fossilleer sind, wie Wittmann betont (1957: 29). Auch andernorts sind „fossilleere" Lagen äußerst selten.

[40]) Natürlich liegt keine synchrone und „abrupte" Aufsalzung vor (Grimm, 1964: 147, Fußnote 2), wie Schlickum (1964 a: 46) schon zeigte.

die aus jedem rezenten Deltagebiet als mit Seen und Teichen durchsetzte Marschen bekannt sind (Abb. 2, oberes Profil). Die geschlossenen Gewässer dieser „Inter-Levee"-Bereiche sind als Ponds, Bays, Etangs, Limanen, Lagunen oder ähnliches aus verschiedenen Gebieten gut beschrieben worden (Abb. 6 und 7). Es sind Bereiche geringer oder fast fehlender Sedimentation, da die Hauptsedimentmengen von den Flüssen direkt ins Meer geschüttet werden. In voll abgeschnürten Bereichen entstehen so limnische Becken, in denen durch allmähliche Verlandungsprozesse nur eine außerordentlich geringe Sedimentzuwachsrate vorhanden ist.

Da der Untergrund aus z. T. mächtigen jungen Sedimenten des vorstoßenden Deltakegels besteht, ist ein starker Setzungseffekt zu bemerken. Für das gut untersuchte Mississippi-Delta-Gebiet werden Setzungswerte von 1,5 bis 30 cm pro Jahr beobachtet (vgl. WELDER 1959, dort ältere Literatur und weitere Daten), die die „Inter-Levee Basins" wie auch ihre Umrandung gleichmäßig absenken. Flußuferbank wie Küstennehrung werden zwar fortwährend höher geschüttet (FISK 1960: 189). Dennoch durchbrechen infolge dieser Absenkung immer wieder ein Fluß oder das Meer bei Hochwasser oder Sturm die erniedrigten Barren, so daß diese Gebiete immer wieder in den Wirkungsbereich von Fluß und Meer einbezogen und weite Sandfahnen in die lagunären Bezirke eingeschüttet werden. Besonders Einbrüche vom Meer her bewirken eine wechselnd starke Verbrackung dieser lagunären Räume.

Gleicherweise müssen die Schillsand-Bereiche als hinter dem Strand des Oncophora-Meeres abgesetzt gedeutet werden (Abb. 4). Die Schüttung größerer Sedimentmengen war hier zunächst unterbunden, so daß sich die Setzung auswirken konnte, schließlich besteht der Untergrund aus mächtigen jüngeren Klastika. Weitestgehend ausgesüßte Beckenbereiche, kleine Tümpel, Seen, verlandete Gebiete mit reichem Pflanzenwuchs konnten sich nach ihrer Bildung kurzfristig halten, wie die limnischen Horizonte über der Verlandungsphase des „Aussüßungshorizontes" zeigen. Ähnlich wie WELDER es (1959: 2) beschrieb, dürften Marschen und Seen von Jahr zu Jahr mit zunehmender Setzung salziger geworden sein, weil durch die Strandwälle mehr und mehr salziges Grundwasser durchdringen konnte. War eine Nehrung nicht geschlossen oder war seewärts eine Öffnung gebrochen worden, so standen diese Lagunen mit dem offenen Brackmeer in Verbindung. Wenn kein rückwärtiger Zufluß — vielleicht auch nur sporadisch durch Hochwässer — vorhanden war, herrschten schließlich wieder dieselben salinaren Verhältnisse wie im offenen Brackmeer. So wird die rückläufige Salinität vom Süß- zu Salzwasser an der Basis der Schillsande verständlich, die z. B. angezeigt wird durch die Molluskenfolge *Gyraulus trochiformis dealbatus — Congeria rottensis — Rzehakia guembeli.* Einen solchen Faunenwechsel beschrieb aus Inter-Levee-Basins RUSSEL (1936: 167) anhand der Lamellibranchierfolge *Unio* (süß) — *Rangia* (brackisch) — *Ostrea* (marin).

Aber auch im direkten Nebeneinander lassen sich noch unterschiedlich salinare Faunenfolgen erkennen. Von den Uferwällen der Flüsse fallen die Flanken sanft zu den Lagunen ab (Abb. 2). Die flußnäheren Bereiche stehen stets noch im

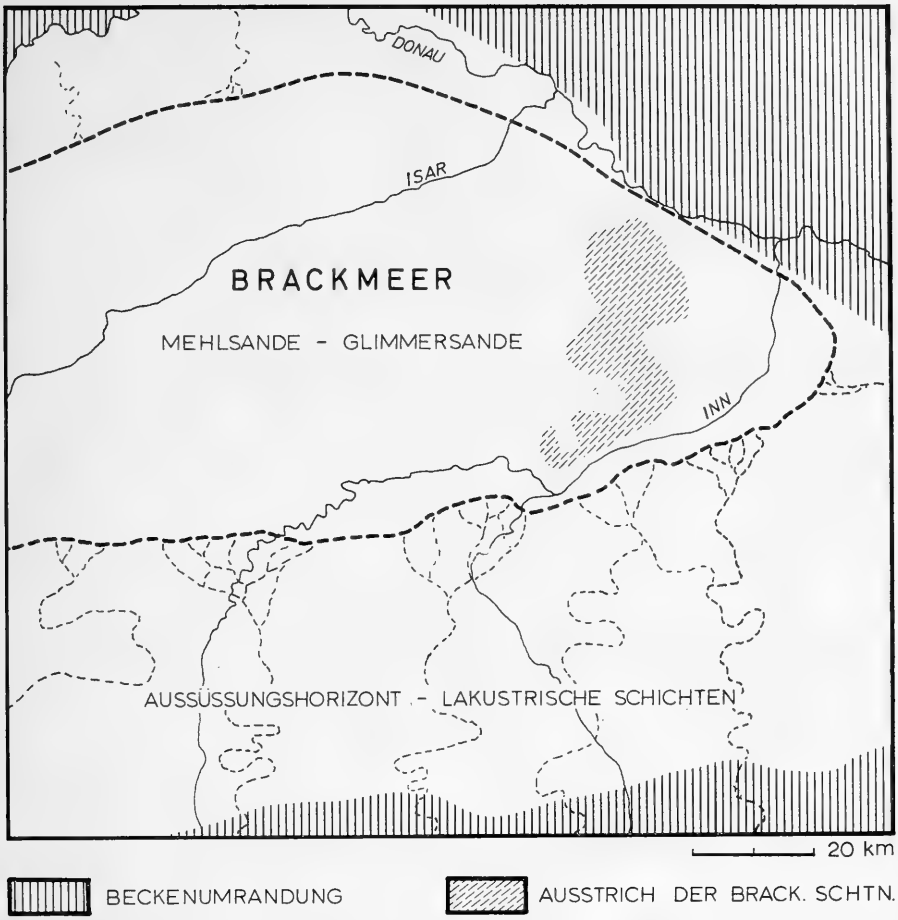


Abb. 4: Möglicher physiographischer Zustand, bevor der Aussüßungsbereich die Innlinie im östlichen Niederbayern überwanderte. Gestrichelt sind die Ausstriche in Niederbayern.

Einflußbereich süßen Grundwassers. „Fresh water plants gradually give way to brackish and than salt water types" (WELDER 1959: 11). In derselben Weise ändern sich auch die Molluskengemeinschaften in engstem Nebeneinander. Züngeln die unterschiedlichen Salinare nur wenig in der zeitlichen Abfolge übereinander weg, so werden außerordentlich rasche Faunenwechsel wie im Übergangsbereich Aussüßungshorizont/Schillsande am Türkenbach verständlich.

Am Türkenbach kann man über weite Distanzen beobachten, wie die schluffigtonigen Sedimente des Grenzbereiches Aussüßungshorizont/Glimmersand sich Schicht für Schicht fast unmerklich dem liegenden Sand, also den sehr flach geböschten Strand- oder Uferwällen anlagern. Hinter den Wällen kam es durch „feeble

overflow currents" (Welder 1959: 57) zur Sedimentation von Tonen, wie es das Schnittbild Abb. 2 zeigt.

Meistens waren die Lagunen außerordentlich flach. Trotz möglicherweise relativ großer Wasserflächen konnten auch starke Winde in nur zwei bis drei dm tiefem Wasser keine Aufbereitung durchführen oder gar noch Strandwälle aufwerfen. In diesem Bereich finden wir Mollusken in Lebensstellung oder in autochthonen Rasen. Die zahlreichen Limnopagetien weisen sehr stark rückgebildete Schlösser auf, was ebenfalls wie das massenhafte Auftreten von *Melanopsis impressa impressa* auf ruhige Wasserbedingungen hinweist (vgl. Mayr 1957: 334). Die Arten konnten nicht in einem Meer mit grundberührendem Seegang gelebt haben, wie Grimm annimmt (1963).

Erst in tieferen, wahrscheinlich dem offenen Meer nahen Zonen konnten Molluskengehäuse zu flachen Schillinsen zusammengetrieben werden. In solchen Bereichen herrschte auch vermehrte Sandsedimentation. Emery (1957: 675), Fisk (1964: 189) u. a. wiesen darauf hin, daß bei starkem Seegang durch Öffnungen zur Lagune oder selbst über die Barren hinweg diese Basins zumindest auf der meerwärtigen Seite mit feinen Sanden verfüllt werden. Selbstverständlich können auch starke Hochwässer der Flüsse in anderen Lagunenteilen stets zu Sandeinschaltungen führen. In dieser Weise werden die heterogenen Faziesbilder der Sedimente des Schillsand-Bereiches verständlich.

e.

Abschließend läßt sich über den Bereich der Schillsande ein paläogeographisches Bild entwerfen, wie es Abb. 7 darzustellen versucht. Hinter der Küstenlinie war die Sedimentationsgeschwindigkeit stark gebremst, so daß sich die kleinen „Inter-Levee"-Areale des Aussüßungsbereichs erweiterten und so weit unter den Meeresspiegel absanken, daß wieder Brackwasser nachströmen konnte. Somit ist der wechselnde Salzgehalt der Hauptunterschied dieser beiden Sedimentationsbereiche. Zwischen den einzelnen lagunären Becken selbst konnten Salzgehalt und Sedimentarten schwanken, so daß sich wechselnde Faunengemeinschaften einstellten. Die Annahme Grimms, daß die Schillsande, ebenso wie die Mehlsande und die Glimmersande „einem großen zusammenhängenden Brackmeer zugeordnet werden" müßten (1964: 162), ist nicht haltbar.

6. Die Uniosande

a.

Über den Schillsanden folgen im östlichen Niederbayern die Schichten, welche in der älteren Literatur als „Süßwassersande und -mergel" verzeichnet sind und in „Uniosande" und „Limnische Süßwasserschichten"[41]) untergliedert werden. Die gesamte Folge besitzt aber wechselnd starke brackische Einschläge (Schlickum 1964 a: 47), was man aufgrund der Namengebung nicht vermuten sollte.

[41]) Vgl. Kapitel B I b.

Aus den Schillsanden entwickeln sich ohne scharfe Grenze wechselnd rasch weißgelbe bis gelbbraune, feine Sande, die Zöbelein (1940: 246) als Uniosande bezeichnete. Die Abtrennung sowohl vom Liegenden wie vom Hangenden erfolgt trotz der gelegentlich häufigen *Unio*-Führung in der Hauptsache nach petrographischen Gesichtspunkten. Unter Abnahme des Ton- und Schluffgehaltes und bei nur noch sporadischem Kalkgehalt gehen aus lagunären Sedimenten Staub- und Feinsande hervor, wobei meist „eine stetige Korngrößenzunahme" (Wittmann 1957: 80) unter Beimengung von Mittelsand (größer 0,2 mm) bemerkbar wird. Parallel dieser Entwicklung wird die engspannige Horizontalschichtung in Kreuzschichtungspakete (z. T. bis 80 cm mächtig: z. B. Unterplaika) überführt. Eine eingehende Darstellung der Uniosande wie auch der hangenden Sedimente bringen Wittmann (1957), Mayr (1957), Schauerte (1962) und Grimm (1964).

b.

Die Molluskenfauna besteht aus

Theodoxus (Theodoxus) cyrtocelis (Krauss)
* *Hydrobia frauenfeldi* (M. Hoernes)
** *Nematurella klemmi* Schlickum
* *Melanopsis impressa impressa* Krauss
Radix (Radix) socialis dilatata (Noulet)
Margaritifera flabellata (Goldfuss)
Unio eseri Krauss
* *Congeria rottensis* (Ammon)
* *Limnopagetia modelli* Schlickum
* *Rzehakia guembeli* (Gümbel).

Außerdem wurden auch in den Uniosanden eingedriftet Röhren von *Teredo* oder *Bankia* festgestellt.

An eingeschwemmten Landschnecken fanden sich ein Stück von *Poiretia (Pseudoleacina) kleiniana* Pilsbry und Bruchstücke von *Cepaea brandti* Schlickum.

c.

Die Uniosande besitzen petro- wie biofaziell große „Ähnlichkeit mit den Glimmersanden", wie bereits Wittmann betont (1957: 80). Zumindest trifft dieses für die obersten Meter der Glimmersande[42]) mancher Lokalitäten zu. Die sehr ähnliche Genese ergibt sich aus der Sediment- und Faunenanalyse. Korngröße und Textur der Uniosande weisen auf fließende, Sand vorschüttende Gewässer hin. Die Flußmuscheln *Uni eseri* und *Margaritifera flabellata,* die an die Stelle der „Teichmuschel" *Anodonta splendens* getreten sind, zeigen eindeutig den Biotop langsam bis mäßig rasch fließender Flüsse an. Andererseits fehlt die lagunäre Art *Clithon (Vittoclithon) pictus,* welche sowohl die „Aussüßungs"- wie Schillsand-Bereiche kennzeichnet.

[42]) Nicht unseres „Glimmersand-Bereiches", denn mit diesem Begriff ist die Genese verknüpft (vgl. Kap. B I b).

Diese Flußläufe lassen sich aber auch räumlich zu den Sedimenten der obersten Glimmersande und den unteren Bereichen der Aussüßungszone in Beziehung setzen. Während letztere die Mündungsfächer und die aus dem Sandmaterial aufgeworfenen Brandungswälle darstellen, formierten sich die distributären Mündungsarme oberhalb ihres Gefällsknickes, wo sich der Aufstau durch das Meereswasser nicht mehr so stark bemerkbar machte, zu mäandrierenden Flußläufen mit deutlicher werdenden Strömungsanzeichen; sie setzen hier die Uniosande ab (Abb. 7). Selbstverständlich sind sehr kleine Gefällswinkel anzunehmen, denn das Hinterland dürfte noch relativ niedrig und wenig reliefiert gewesen sein.

Ein und derselbe Fluß ist also mit drei Abschnitten seines Unterlaufes in den niederbayerischen Schichten repräsentiert: 1) Der noch nicht aufgespaltene mäandrierende Lauf setzte unter gut nachweisbarer Strömung zunächst Feinsande ab (= Uniosande). 2) Im Deltabereich fingerte er in eine Anzahl von Rinnen auf, die ins Meer sich vorschiebende Sandkörper aufbauten. Hatte die Sohle des distributären Armes eine bestimmte Höhe erreicht, wurde das alte Bett verlassen, und eine neue Rinne entstand. Zwischen den einzelnen Armen verbleibt der Raum der tonigschluffigen Schillsandpartien, während die Rinnen (allerdings nicht in ihrem direkten Mündungsbereich) seine feinsandigen Horizonte aufbauen (ein Beispiel hierfür mögen die Schillsande am Stegerkeller bei Kößlarn sein). 3) Im Mündungsgebiet selbst sorgte die Aufbereitung der Brandung für den Absatz der höchsten Glimmersande und der sich daraus entwickelnden supralitoralen Teile (= oberster Glimmersandbereich und Glimmersande des Bereiches des Aussüßungshorizontes). Der feinere Anteil wurde in tiefere Beckenregionen verfrachtet.

Durch diese Deutung wird auch die „lückenhafte Verbreitung" der Uniosande (Grimm 1964: 155) verständlich. Außerhalb des Schüttungsgebietes des mäandrierenden Flusses, das sich hier noch nicht so weiterflächig aufgliederte wie im Küstenbereich, konnten sich die Lakustrischen Schichten (= „limnischen Süßwasserschichten") absetzen (Abb. 4, 7). Somit ist sicher eine „fazielle Differenzierung in der Lateralen", wie Grimm richtig betont (1964: 157), vorhanden; diese kann aber kein „Zeugnis eines weiten, zusammenhängenden, intensiv durchströmten Beckens wie zur Zeit der Mehl-, Glimmer- und Schillsande" (Grimm 1964: 168) sein. Nicht nur bei den „Mehl-, Glimmer- und Schillsanden" sondern auch bei den Uniosanden sind zudem für Grimm (1964) rock unite und time unite ident. Diese angeblich in sich „synchronen" Uniosande sollen zeitlich vor den Ablagerungen der „Limnischen Süßwasserschichten" stehen. Grimm (1964: 155) konnte „regionale Änderungen der Kornverteilung" nicht feststellen, weil die Ausbildung der Uniosande im gesamten Ablagerungsraum einheitlich ist (: 168). Diese Einheitlichkeit muß sogar gefordert werden, wenn sich gleiche Sedimentationsbedingungen im Zeitablauf räumlich verschieben, also unterschiedliche Faziesbereiche übereinander hinwegwandern.

d.

Die Artenzahl in den Uniosanden ist nicht sehr groß. Fossilien finden sich meistens verstreut. Es handelt sich um Arten zum Teil recht unterschiedlicher Lebens-

weise, deren Verbreitungsmaxima in anderen Biotopen liegen können. Es sind euryhaline Brackwasser- oder echte Süßwasserarten. Wenige Stücke einiger Arten sind eingeschwemmt.

Wenn GRIMM (1964: 161) unter Berufung auf den Satz vom „Artenminimum im Brackwasser" (REMANE 1958: 21) meint, die wesentlich artenreichere Fauna der Lakustrischen Schichten im Vergleich zu den Uniosanden „bezeuge schon die fortgeschrittene Aussüßung", so verkennt er, daß dieser Satz nicht so unbesehen angewandt werden kann. Er gilt einmal nur dann, wenn nicht weitere entscheidende Biotopfaktoren hinzutreten. Dies ist aber im Verhältnis der Uniosande zu den Lakustrischen Schichten gerade der Fall. Während die Uniosande Flußbildungen darstellen, sind die Lakustrischen Schichten Ablagerungen von Stillwässern, deren Biotopspektrum ungleich größer ist. Die Molluskenfaunen reiner, gutbewachsener Stillwasser sind nun einmal regelmäßig sehr viel artenreicher als Flußfaunen.

Zum anderen bezieht sich das Artenminimum (REMANE 1958: 21), das beim Übergang von Salz- zu Süßwasser bei etwa 5—8 ‰ auftritt, allein auf die zahlenmäßige Abnahme der rein marinen und rein limnischen Organismen. Marine Mollusken fehlen aber in unserem Vergleichsfall völlig. Stattdessen hat sich in den Oncophoraschichten zu den eulimnischen Arten eine typische Brackwasserfauna gesellt. Brackwasserarten erreichen gerade ihr zahlenmäßiges Maximum im Bereich des allgemeinen Artenminimums! Und *Rzehakia, Limnopagetia, Nematurella,* sowie *Hydrobia frauenfeldi, Melanopsis impressa* und *Congeria rottensis* sind reine Brackwassergattungen bzw. -arten!

Nicht nur die Arten-, sondern auch die Individuenzahl ist recht gering, was durch die Argumentation GRIMMS ebenfalls nicht erklärbar ist. Die Vergleiche von Artenzahlen führen nur dann zu einem verwertbaren Ergebnis, wenn annähernd identische Biotope verglichen werden. Keinesfalls ist es aber statthaft, die Artenzahl von pflanzenbestandenen Stillwässern mit breitem Kleinbiotopspektrum mit jener eines durchströmten Flußbettes zu vergleichen. Im Flußbett konnten sich nur Arten des Endopsammons ansiedeln; alle anderen fanden keine passenden Lebensbedingungen, so daß das Arten- wie auch das Individuenminimum leicht und ohne gekünstelte Konstruktionen erklärlich werden.

Der Salzgehalt lag gelegentlich in den Uniosanden etwas höher als im Bereich des Aussüßungshorizontes. Hierauf deuten die Formen von *Hydrobia frauenfeldi* und *Congeria rottensis* hin. *H. frauenfeldi* tritt in den Uniosanden an den wenigen Punkten, an denen sie festgestellt werden konnte, zwar nicht in der optimalen Ausbildung auf, welche sie im Sarmat des Wiener Beckens zeigt; sie erscheint aber auch nicht in der ausgesprochenen Kümmerform, welche den Aussüßungshorizont geradezu kennzeichnet und welche auch in den Lakustrischen Schichten vereinzelt wiederkehrt (SCHLICKUM 1964 a: 6, 45, T. 1, Fig. 8—12). Ähnlich kommt *C. rottensis* zwar schon in den Uniosanden in einer Kümmerform vor, den letzten Grad der Verkümmerung erfährt sie aber nur im Aussüßungshorizont (SCHLICKUM 1964 a: 25—26, T. 4, Fig. 60—62).

Es fällt auf, daß *Hydrobia frauenfeldi* in der Sandgrube von Kelchham (Bl. Pfarrkirchen) in außerordentlich großer Individuenzahl auftritt, dagegen aber am Prallhang des Grasenseebachs bei Woching z. B. fehlt (Schlickum 1964 a: 6). Diese Beobachtung könnte ihre Erklärung darin finden, daß der Raum von Kelchham in einer küstennäheren oder mehr randlichen Phase des Flußgebietes als der Raum von Woching (Abb. 7) lag. Hierfür spricht auch die Tatsache, daß *Rzehakia guembeli* bei Woching nicht festgestellt werden konnte.

Das weitere, allerdings seltene Auftreten von *Rz. guembeli* scheint auf den ersten Blick nicht zum Faunenbild der Uniosande zu passen. Schlickum (1964 a: 47) hat daher angenommen, daß diese Erscheinung „durch vorübergehende Einbrüche von Brackwasser stärkerer Salzkonzentration zu erklären" sei. Man hätte daran denken können, daß es sich um Siedlungsräume in bereits abgeschnürten Schlingen des Flusses, die wieder verbrackten, gehandelt hat. Es ist aber wohl näherliegend anzunehmen, daß sich infolge der Mündungsnähe unterschiedlich salzhaltige Wässer vertikal übereinandergeschichtet haben, wie es an rezenten Beispielen allenthalben zu beobachten ist[43]) [44]).

Im höheren Teil der Uniosande werden mit zunehmender Unruhe der Sedimentation und abnehmendem Schluffgehalt die sowieso seltenen Brackwasserformen noch spärlicher, bis schließlich nur noch Unioniden beobachtet werden können. Das zeigt an, daß sich die Küste allmählich entfernte und immer weiter flußaufwärts gelegene Stromteile ihre Sedimente übereinanderschoben (Abb. 6 und 7). So sind die scheinbaren Gegensätze, die sich aus der Faunenliste ergeben, geklärt.

e.

Gemäß ihrer Petrofazies müssen die Uniosande als küstennahe Ablagerungen von Flüssen gedeutet werden (vgl. Abb. 7). Sie stellen somit auch Sedimente dar, die nur auf den Bereich ehemaliger Flußläufe beschränkt sind; sie sind nicht nur zeitliche Äquivalente zu den anderen Gliedern der Oncophoraschichten, sie können im Faziesablauf auch regional andere Schichtkomplexe vertreten. Während dies für die Schillsande nur teilweise zutrifft, gilt es für die Lakustrischen Schichten in vollem Umfange.

[43]) Nicht nur in Ästuaren, wie zum Beispiel im Elbeästuar, läßt sich eine vertikale Schichtung unterschiedlich salinarer Bereiche beobachten. Im Mississippi-Delta strömt Salzwasser viele km landeinwärts in den Pässen hoch. Nach mündl. Mitteilung von Prof. Jux sind noch in der Höhe von Baton Rouge über 200 km oberhalb der Mündung des Mississippi Tintenfische geangelt worden.

[44]) Grimm (1964: 169) lehnt gerade diese Erklärung ab, weil er von der unzutreffenden Auffassung ausgeht, daß die Uniosande noch Ablagerungen eines „einheitlich durchströmten Beckens" seien, ein Kontakt von Meer- und Süßwasser daher nicht vorläge. Er kann deshalb auch nicht das Auftreten von *Rz. guembeli* (Gümbel) erklären!

7. Die Lakustrischen Schichten[45])

a.

„Nach oben gehen die Uniosande unter Einschaltung geringmächtiger Mergel- bzw. Tonhorizonte" in die „Limnischen Süßwasserschichten" (= Lakustrische Schichten) über (SCHAUERTE 1962: 14). Wie gemäß der Faziesentwicklung zu erwarten ist, ist die Grenze nicht immer scharf ausgeprägt. Diese mannigfaltige Serie beschreibt GRIMM (1964: 156) „als schwärzliche, braune, graue und grüne Kalkmergel, Mergel, Tone, Sandtone und Sande unterschiedlicher Körnung und Textur. Die Feinschichtung ist mangels Glimmersonderung schwer zu erkennen. Die Sedimentpakete erscheinen meist massig gelagert. Besonders bezeichnend sind die reich fossilführenden, durch Humusabsatz charakteristisch braun oder kakaobraun gefärbten Lagen, zum Teil mit schmalen Braunkohleeinschaltungen."

Diese braunen Niveaus[46]) finden sich besonders an der Basis dieser Schichten. Sie sind meistens — vor allem wenn sie aus unterlagernden Uniosanden hervorgehen — sedimentologisch gleich oder ähnlich den braunen Bänken des Bereiches des Aussüßungshorizontes entwickelt. Selbst der Wurzelboden läßt sich oft nachweisen.

Da die Uniosande nicht überall abgesetzt wurden, können die Schillsande örtlich das Liegende der Lakustrischen Schichten bilden. Dann ist selbstverständlich die Grenze zum Liegenden besonders unscharf, da beide Schichtkomplexe fast unmerklich ineinander übergehen können.

b.

An Wassermollusken erscheinen:

* *Clithon (Vittoclithon) pictus pictus* (FÉRUSSAC)
Theodoxus (Theodoxus) cyrtocelis (KRAUSS)
* *Hydrobia frauenfeldi* (M. HOERNES)
** *Nematurella pappi* SCHLICKUM
** *Nematurella irenae* SCHLICKUM
Bithynia glabra (ZIETEN)
** *Mohrensternia* sp.
* *Melanopsis impressa impressa* KRAUS
* *Brotia (Tinnyea) escheri* (BRONGNIART)
Stagnicola (Stagnicola) armaniacensis (NOULET)
Stagnicola (Stagnicola) bouilleti (MICHAUD)
Radix (Radix) socialis dilatata (NOULET)
Planorbarius cornu (BRONGNIART)

[45]) Zum Begriff „Lakustrische Schichten" vgl. Kap. B I 2.

[46]) Wenn WITTMANN (1957: 94) meint, die „braunen Horizonte" seien „ein bezeichnendes Merkmal" seiner „Einheit IV", das heißt der „Süßwassersande und -Mergel", so beruht diese unscharfe Ausdrucksweise darauf, daß er nicht zwischen Uniosanden und „Limnischen Süßwasserschichten" unterscheidet.

Gyraulus trochiformis dealbatus (A. Braun)
Ancylus wittmanni Schlickum
Unio kirchbergensis kirchbergensis Krauss
Anodonta splendens Goldfuss
Pisidium cf. *annandalei* Prashad
* *Congeria rottensis* (Ammon)
* *Limnopagetia modelli* Schlickum
* *Rzehakia guembeli* (Gümbel)

sowie eingedriftet

Bankia oder *Teredo* sp..

Von diesen Arten ist *Stagnicola (Stagnicola) bouilleti* für den Horizont typisch. Sie konnte mit einer einzigen (wahrscheinlich zufälligen) Ausnahme in allen Aufschlüssen festgestellt werden.

Zu den Wassermollusken tritt hier erstmalig eine größere Zahl eingeschwemmter Landschnecken:

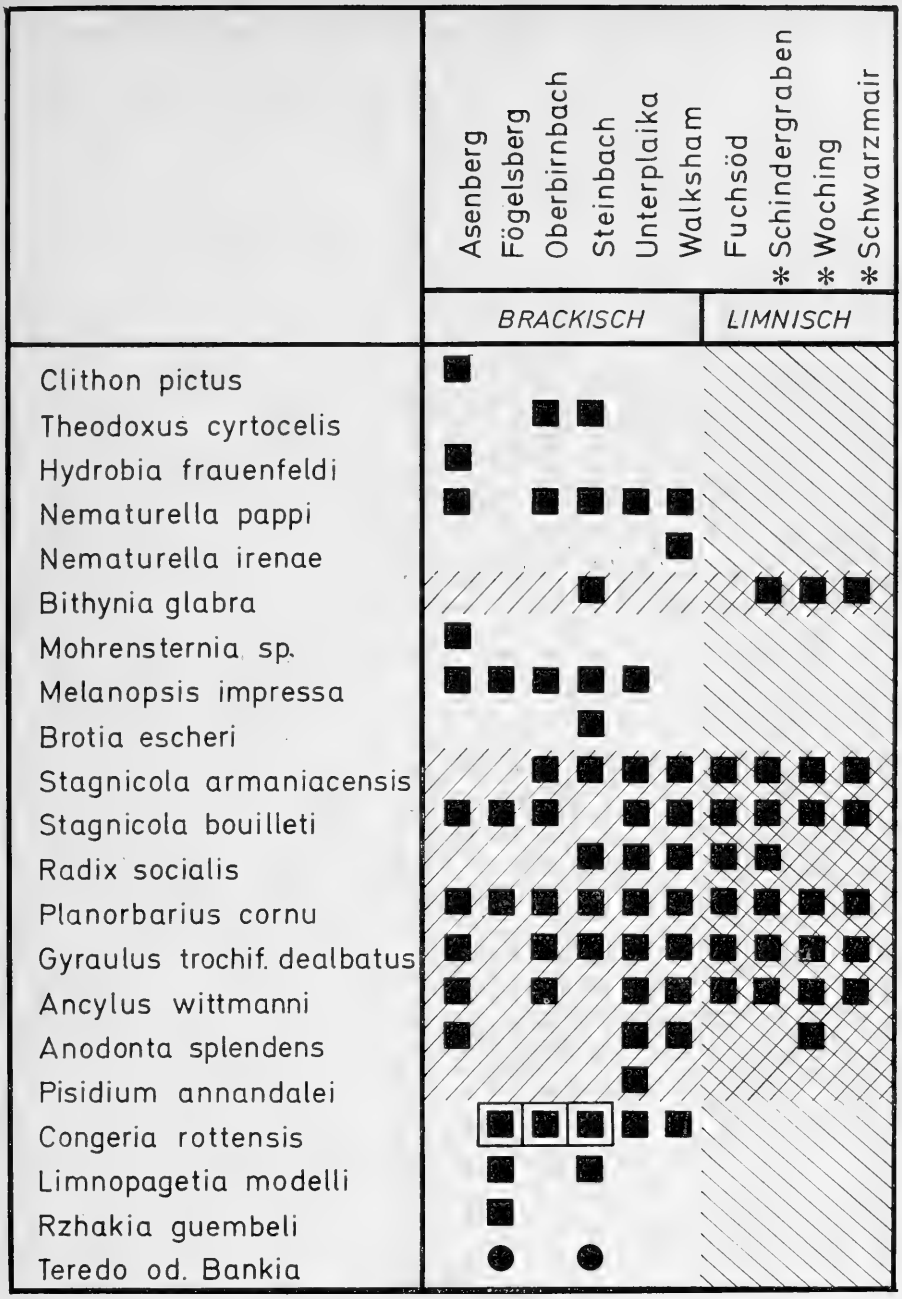
Carychium eumicrum Bourguignat
Carychium nouleti Bourguignat
Carychium sandbergeri Handmann
Vertigo (Vertigo) callosa (Reuss)
Gastrocopta (Sinalbinula) nouletiana (Dupuy)
Succinea (Amphibina) minima Klein
Discus (Discus) neumaieri Schlickum
Opeas minutum (Klein)
Leucochroopsis francofurtana (Wenz)
Klikia (Apula) coarctata (Klein)
Cepaea brandti Schlickum[47]).

c.

Die Bereiche, welche die mäandrierenden Flußläufe wieder freigegeben hatten (Abb. 4), waren ähnlich den Schillsandregionen Gebiete verlangsamten und geringeren Sedimentabsatzes geworden. Die anfangs verlandenden Altwasser der Flüsse verschmolzen infolge der Setzung zu größeren See- und Tümpelkomplexen

[47]) Schlickum hat (1964 a) die Mergelgrube von Forsthart, die weitere Landschnekken führt, den Lakustrischen Schichten zugerechnet. Die Horizontierung durch Grimm (Schlickum 1964 a: 54) dürfte aber nicht zutreffen. Es handelt sich nach der Molluskenfauna mit *Cepaea silvana* (Klein) (Schlickum 1964 a: 20) um einen Aufschluß der Oberen Süßwassermolasse (vgl. auch Grimm 1964: 159).

Tab. 2: Verteilung der Mollusken an den verschiedenen Fundpunkten der Lakustrischen Schichten im östlichen Niederbayern. (Anmerkung: Statt Rzhakia lies Rzehakia!)



■ Art nachgewiesen ▣ „Mastform" ● marine Art eingespült

//// Süßwassermollusken (bis 3 ‰ maximal)

\\\\ voll ausgesüßter Bereich

* Lokalität mit eingespülten Landschnecken aus der Uferzone

(Abb. 7), die aber noch weiter hinter der Küste lagen als die „Schillsand"-Areale. Dennoch sind innerhalb dieser Lakustrischen Schichten Brackwasserzuflüsse erklärlich. Je weiter ein Gewässer vom strömenden Fluß entfernt war, um so geringer wurde die Sedimentation und somit um so stärker der Einfluß des Setzungseffektes. Gerade in solche Gebiete kann dann immer noch brackisches Wasser eindringen. Welder (1959: 20) hat beobachtet, daß durch Windstau unter solchen Umständen Meerwasser tief in das Land hineingedrückt werden kann.

Die braunen, humosen Zonen an der Basis der Lakustrischen Schichten wie jene des Aussüßungsbereiches stellen eine echte Faziesrekurrenz dar, wobei die letzteren freilich wesentlich stärker ausgesüßt sind. Der basale Wurzelboden der Lakustrischen Schichten weist wieder auf eine subaerische Vegetation hin. Von den Uferwällen der Flüsse ausgehend konnte sich ein Grüngürtel entwickeln, der diesmal sicher aus einer mannigfaltigen, artenreicheren Flora gebildet worden war, wie sich aus der Landschneckenfauna und makro- und wie mikrofloristischen Resten ergibt. Mit weiterer Entfernung vom Flusse, aber größerer Annäherung an eulimnische Bereiche entstand schließlich eine Flachmoorvegetation, Sumpfflora oder gar eine subaquatische Flora, worauf wieder besonders einige Süßwasserschnecken (ganz besonders *Stagnicola bouilleti)* hinweisen.

In diese Regionen schütteten gelegentlich Hochwässer Schlamm oder feine Sande als weite Fächer hinein. Wenn ein Fluß sich ein vollkommen neues Bett durch diese lakustrischen Gebiete wählte, kam es erneut zum Absatz von „Uniosanden". „Auch noch hoch über der Obergrenze der Uniosande können petrographisch gleichartige Sande in die Limnischen Süßwasserschichten [unsere Lakustrischen Schichten] eingeschaltet sein" (Grimm 1964: 156).

d.

Die Aufschlüsse in den Lakustrischen Schichten zeigen untereinander ein sehr heterogenes Faunenbild. In Tabelle 2 ist die Verbreitung der Faunenelemente an den verschiedenen Fundpunkten dargestellt. Neben rein limnischen Arten führt eine Reihe von Lokalitäten noch reiche Populationen an Brackwassermollusken. In Fögelsberg tritt sogar die euryhaline *Rzehakia guembeli* noch auf. Dort und in Steinbach fand sich die Cardiide *Limnopagetia modelli.* Diese beiden Plätze und Oberbirnbach führen eine eigene ökologische Variante von *Congeria rottensis.* Besonders auffällig ist das Auftreten einer *Mohrensternia* sp. in Asenberg; allein dort kehrt auch *Clithon pictus* wieder.

Es ist weiterhin bemerkenswert, daß die Brackwasserarten *Congeria rottensis* und *Limnopagetia modelli* an den drei bzw. zwei genannten Fundpunkten nicht als Kümmerformen auftreten. *Congeria rottensis* zeigt im Gegenteil sogar eine Riesenform (H = 9,0; L = 20,6), wie sie sonst nirgends beobachtet wurde. Andererseits weisen hier die dünnen Schalen der Brackwassermollusken und die gleichzeitig vorhandenen Süßwassermollusken darauf hin, daß die Aussüßung tatsächlich sehr weit fortgeschritten war. Dieser Faktor spielt bei Brackwasserarten aber eine untergeordnetere Rolle, da sie alle stärker euryhalin als die meisten marinen oder

limnischen Arten sind. Maßgebend für die Großwüchsigkeit von *Congeria rottensis* war hier sicher allein der sehr hohe Nahrungsanfall. In diesen reich mit Pflanzenbewuchs durchsetzten Gewässern konnten sich Mastformen bilden, wogegen ansonsten durchaus gut belüftete und salinitätsmäßig günstige, aber nahrungsarme Bereiche wie die Flußmündungen (etwa am Übergang Glimmersande/Aussüßungshorizont) oder Flußunterläufe (Uniosande) kleine, flache Formen aufweisen. Selbst *Rzehakia*, die am wenigsten weit in ausgesüßte Bereiche vorstößt, erreicht bei Fögelsberg mit ihren Gehäusen noch Längen von 18,5 mm.

Eine rein limnische Molluskenfauna (Tab. 2) — ohne jeden Hinweis auf brakkischen Einfluß — begegnet uns andererseits in Fuchsöd, Woching, Pfarrkirchen und Schwarzmair (Koordinaten der Fundpunkte siehe bei Schlickum 1964 a). Es treten zwar gegenüber den Fundpunkten der ersten Kategorie keine neuen Faunenelemente des Süßwassers hinzu, diese Aufschlüsse weisen aber im Gegensatz zu den anderen als einzige eingeschwemmte Landschnecken auf, während andererseits in Fögelsberg und Steinbach allein Teredinen-Reste gefunden wurden. Das bestätigt die aus dem petrofaziellen Bild gewonnenen Vorstellungen: Die brackischen Areale der Depressionen weisen noch sporadisches Einfluten von Seewasser auf, indem die land- bzw. uferbanknahen Bereiche ausgesüßt sind.

Zwischen diesen beiden Gruppen von Aufschlüssen liegt eine weitere — Walksham und Unterplaika. Deren Faunenbild unterscheidet sich, wenn man von dem Hinzutreten von *Stagnicola (St.) bouilleti*[48]) absieht, von den Verhältnissen im Aussüßungshorizont mit einem Salzgehalt zwischen 0,5—3 ‰ nur geringfügig.

Die eingeschwemmten kleineren Landschnecken-Arten stellen die Lebensgemeinschaft der verlandenden Uferzone dar. *Succinea (Amphibina) minima* lebte auf den am und im Wasser stehenden Pflanzen des Uferrandes. *Vertigo (V.) callosa* bewohnte den Landstrich an der Schlammgrenze. Die *Carychium*-Arten und *Discus (D.) neumaieri* gehörten zu den Tieren des angrenzenden feuchten Uferbereiches. Die weiteren Arten stammen aus dem Ufergebüsch. Mollusken, die diesen Biotopen fremd sind, fehlen. Der Lebensraum dieser Schnecken waren die Verlandungszone der Altwässer und die angrenzenden Auegebiete.

e.

Die Lakustrischen Schichten stellen das Schlußglied eines einheitlichen allmählichen Aussüßungsvorganges der Brackwassermolasse dar. Es handelt sich um die letzte lagunäre und schließlich endgültige Verlandungsphase der flachen Bekken, die sich mündungsnahe zwischen den von den aufsteigenden Alpen kommenden Flußläufen befanden. Sie sind dazu ein fortgeschrittenes Aussüßungsprodukt der Schillsandfazies, die — ähnlich allen anderen Faziesgürteln der Oncophoraschichten — gleichzeitig im küstennäheren Bereich abgesetzt wurde.

---

[48]) Daß in den dortigen Gewässern sogar extrem ruhige Stillwasserverhältnisse mit reichem Pflanzenbewuchs und somit günstigen Lebensbedingungen für eine artenreiche Fauna bestanden, zeigt eindeutig die außergewöhnlich lang ausgezogene Gestalt von *Stagnicola (Stagnicola) bouilleti*.

C. Die Schlußfolgerungen

1. Die Abschnürung des Beckens

Wie eingangs bereits betont worden ist, haben nach den bisherigen Kenntnissen zwischen dem ostniederbayerischen und dem Ulmer Brackmeerbecken keine unmittelbaren Beziehungen bestanden. Dies bestätigt erneut ein Vergleich der in dieser Untersuchung mitgeteilten Faunenlisten mit den gut bekannten Faunengesellschaften von Ober- und Unterkirchberg (vgl. SCHLICKUM 1963). Wo allerdings die Grenze zwischen dem Ulm-Kirchberger und dem ostniederbayerischen Becken gelegen hat, ist noch nicht sicher zu sagen. Auch das Ausmaß dieses Schwellengebietes bleibt unklar. Zuletzt hat GRIMM (1964:166) noch einmal vermutet, daß die Albsteinschwelle die Trennung und Eigenentwicklung der beiden genannten Regionen bedingt haben kann. Andererseits zeigt eine Faunenrevision der von PAULUS (1964: 39—40) und GANSS (1965: 308) mitgeteilten Bohrungen von Pliening (NO-München) und dem Chiemsee-Gebiet (vgl. hierzu auch SCHLOSSER 1893), daß auch in diesen Regionen noch eindeutig Kirchberger Molluskengemeinschaften vorliegen (vgl. SCHLICKUM 1969: a, b). Das Ulm-Kirchberger Brackmeer muß also mindestens bis in diesen Raum gereicht haben.

Möglicherweise liegt die Erklärung für das Fehlen einer faßbaren Schwelle darin, daß vielleicht keine vollkommene Alterskongruenz zwischen den beiden Becken besteht. In einer Zone geringerer Senkungsgeschwindigkeit konnte der Molassetrog durch Sedimentfächer in zwei Teilbecken zerlegt werden, was aus dem lithologischen Bild der in der fraglichen Region nur aus Bohrungen belegten Schichtenkomplexe nicht unbedingt ersichtlich sein muß. Das kleinere niederbayerische Becken ist dabei vollkommen vom vollmarinen Bereich abgetrennt worden und konnte schnell verbracken und verlanden, während das größere Ulm-Kirchberger Becken vielleicht noch nach Südwesten Meeresverbindung besaß und in der Entwicklung gegenüber dem östlichen nachhinkte. Barrieren vollmarinen Wassers allein können, wie sich aus den weiteren Ausführungen über das Verhältnis zum mährischen Becken ergibt, die Entwicklung der endemischen Brackwasserlebensgemeinschaften nicht verursacht haben.

Für den östlichen Teil der deutschen miozänen Brackwassermolasse glauben besonders jüngere Autoren Beziehungen zum niederösterreichisch-mährischen Raum zu sehen. Wie jetzt aus der Untersuchung der einzelnen Schichtglieder der niederbayerischen Oncophoraschichten[49]) hervorgeht, beruhen diese Ansichten jedoch auf falschen Voraussetzungen.

[49]) Nach dem weiträumigen Auftreten der auffälligen Gattung Rzehakia wurden entsprechende Sedimente des Jungtertiärs von Mähren bis in den südrussisch asiatischen Raum als „*Oncophora*-Schichten" bezeichnet (vgl. DAVIDASCHVILI 1937; CICHA & TEJKAL 1960; KVALIASCHVILI 1962). Die zum Teil sehr unterschiedlichen Faunengemeinschaften — selbst *Rzehakia* tritt in verschiedenen Arten auf — zeigen aber, worauf noch zuletzt SCHLICKUM & ČTYROKÝ (1965: 107) hinwiesen, daß die einzelnen Becken nichts miteinander zu tun haben.

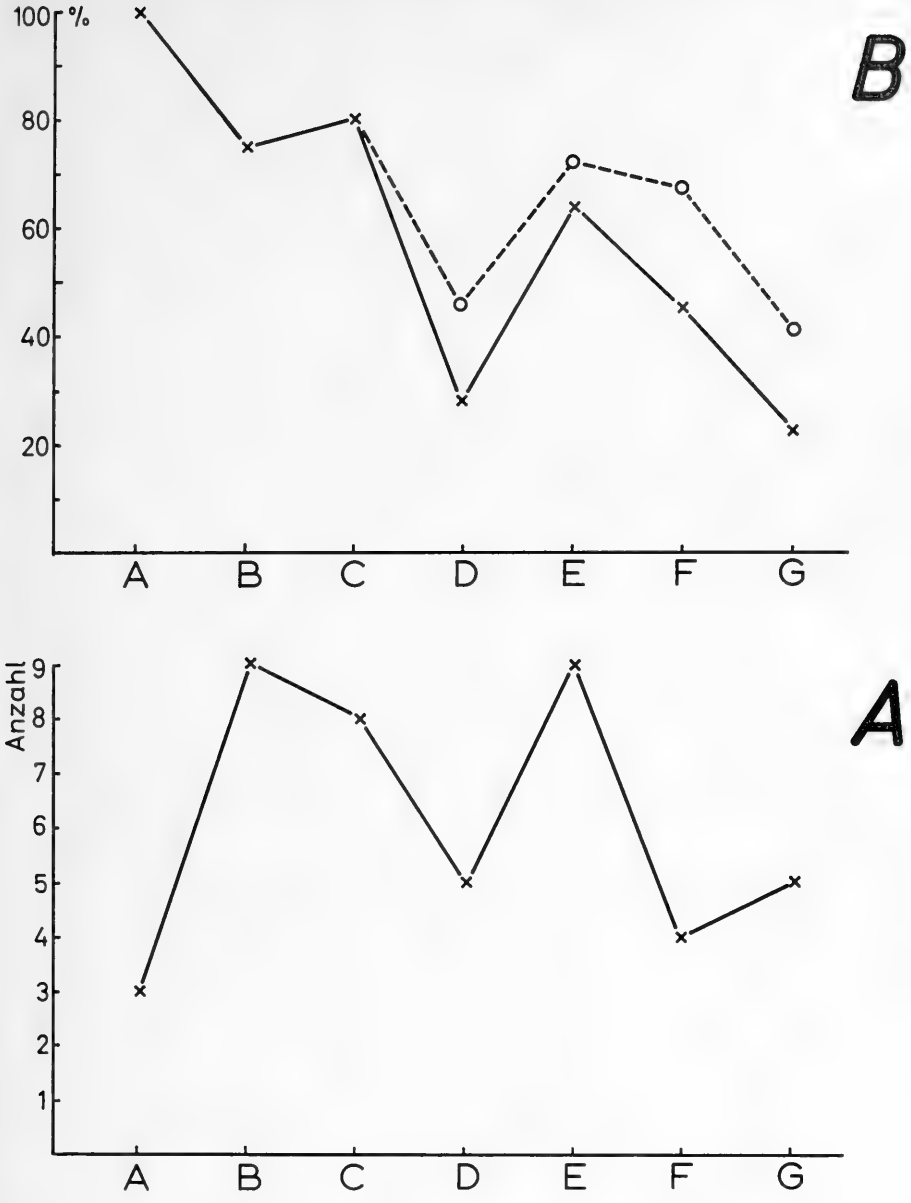


Abb. 5: Endemische Arten in den Oncophora-Schichten (Mehlsande bis Lakustrische Schichten: A bis G).
Diagramm A: Absolute Anzahl an endemischen Arten. B. Prozentualer Anteil endemischer Arten. Die gestrichelte Linie bezieht die außerdem nur noch im Kirchberg-Ulmer Becken auftretenden Arten mit ein.

Was die „Herausbildung eines brackischen Teilbeckens" betrifft, so postuliert Grimm (1964: 164), daß das Becken „nicht völlig vom östlichen Meer isoliert war". Er sagt, es „dürften bis zur gänzlichen Aussüßung zumindest intermittierend Verbindungen offen gestanden haben ... Der markanteste Einbruch von Salzwasser wird dabei durch die Ablösung des kaum noch brackischen Aussüßungshorizontes durch die wieder plio- bis brachyhalinen Schillsande dokumentiert"[50]). Früher hat aber schon Papp (1955) die Meinung älterer Autoren bestätigt, die aufgrund der Mollusken zeigen konnten, daß die Becken Niederbayern/Oberösterreich und Niederösterreich/Mähren zwei eigenständige Faunengebiete ohne direkte Verbindungen sind. Wie Schlickum (1964 a: 36) und Schlickum & Čtyroký (1965: 107, Fußnote 4) betonen, bilden die brackischen Gattungen in allen drei genannten Becken eigene Arten, die für ihren Raum endemisch blieben. Für keinen Horizont dieser Region läßt sich eine Artenmischung oder Veränderung zeigen. Die Tatsache, daß im Sarmat des Wiener Beckens die aus der helvetischen Brackwassermolasse Niederösterreichs bekannten *Hydrobia frauenfeldi* und *Melanopsis impressa* noch auftreten, stört diese Darstellung nicht.

In Abb. 5 ist der prozentuale Anteil der endemischen Mollusken an der gesamten Wassermolluskenfauna[51]) innerhalb der einzelnen Horizonte graphisch dargestellt. Im Diagramm A ist die absolute Anzahl endemischer Arten festgehalten. Sie beschränken sich im wesentlichen auf Brackwassermollusken (vgl. Schlickum 1964 a: 35—36). Die Arten *Theodoxus cyrtocelis, Ancylus wittmanni, Unio eseri* und *Unio kirchbergensis* kommen auch im Kirchberg — Ulmer Raum vor, besitzen aber sonst keine weitere Verbreitung und sind also für beide Becken gemeinsam endemisch. Der Vergleich rezenter Süßwassermollusken zeigt, daß für die Verbreitung limnischer Arten kaum unüberschreitbare Grenzen bestehen. Sie vertragen teilweise Trockenfallen; sie können auch Lufttransport am Gefieder von Wasservögeln überstehen, um die Isolation kleiner Becken zu überwinden. Bei Brackwasserarten, die sich von marinen Formen ableiten, besteht diese Notwendigkeit nicht.

Durch die zunehmende Aussüßung und durch das damit immer stärker werdende Auftreten vom limnischen Arten ist somit die leicht fallende Tendenz der Kurve im Diagramm A erklärt. Noch deutlicher wird diese Erscheinung bei der Darstellung in Diagramm B, wo der endemische Faunenanteil prozentual zur Gesamtfauna aufgetragen ist. Man erkennt hier die zunehmende Aussüßung am Rückgang der endemischen, brackischen Arten. Das Bild ändert sich kaum, wenn man die gleichzeitig im Kirchberger Becken noch auftretenden Arten mit einbezieht (gestrichelte Linie in Diagramm Abb. 5).

Nur drei von sechzehn Brackwasserarten des niederbayerischen Beckens sind mit dem östlichen Raum gemeinsam, nämlich *Hydrobia frauenfeldi, Melanopsis*

[50]) Zum Bereich Kirchberg — Ulm hingegen sieht Grimm keine Beziehungen, hier nimmt er „gänzlich getrennte Binnenbecken" an (1964: 166).

[51]) Da sich die bohrenden Muscheln aus Treibhölzern weder art- noch gattungsmäßig identifizieren lassen, wurden sie nicht berücksichtigt.

impressa und der weit verbreitete *Clithon pictus*. Dieses Verhältnis entspricht annähernd vergleichbaren rezenten Beispielen: Von 58 Molluskenarten im Kaspischen Meer sind 50 endemisch und nur 5 mediterran (vgl. ZENKEWITSCH 1963: 364). Noch stärker verarmt ist die Fauna des Aralsees.

Eine Verbindung zum offenen Meer normaler Salinität, wie sie GRIMM (1964: 162) annimmt, bestand demnach höchstwahrscheinlich während der Ablagerungszeit der Oncophoraschichten nicht mehr. Die St. Pöltener Straße war zu dieser Zeit geschlossen. In keinem Falle läßt sich im Profil der Brackwassermolasse Niederbayerns das plötzliche Erscheinen einer Art feststellen, deren erste Entwicklung allein in randlichen Brackwasserzonen des niederösterreichischen Beckens gelegen hätte. Falls eine Verbindung bestanden hätte, wäre das nach Niederbayern einströmende Salzwasser sicher nicht von allen Organismen abgesiebt worden. Außerdem sollte man in diesem Fall die noch brachyhalinen Cerastodermen erwarten. Diese fehlen aber im ostniederbayerischen Becken völlig, während in den Kirchberger Schichten mindestens noch 4 Arten auftreten, die eher Hinweise auf einen sporadischen Salzwasserzustrom (vielleicht von SW) für das Ulmer Becken geben können.

Auch hiermit wird die Ansicht GRIMMS widerlegt, wonach mit dem „synchronen" Aussüßungshorizont, der über den ganzen östlichen niederbayerischen Raum feststellbar ist, die erste Brackwasserphase ein Ende gefunden habe. Die brackischen Mollusken hätten dann in brackischen Resttümpeln zusammengedrängt werden und schließlich mit endgültiger Aussüßung aussterben müssen. Mit dem „markantesten Einbruch von Salzwasser" (GRIMM 1964: 164) aus Niederösterreich mußte also jetzt eine vollkommen anders geartete Brackwasserfauna, nämlich die Endemismen randlicher Verbrackungsgebiete des niederösterreichisch-mährischen Beckens von den Schillsanden ab in Niederbayern herrschen. Das ist nicht der Fall. Nicht einmal eine Mischung beider Formenkreise zu Zeiten, wo „Verbindungen" vorhanden gewesen sein sollten, läßt sich nachweisen, da dann die Minima der Kurven in Abb. 5 B bei B, C und E und nicht bei D und G gelegen haben dürften.

2. Die zeitschräge Lage des Profils

Durch die vollkommene Abschnürung der niederbayerischen Oncophora-See wird auch der „zyklische Wechsel", wozu GRIMM den Salzwasserzufluß benötigt, illusorisch. Mit aller Vorsicht hatte WITTMANN (1957: 88) zuerst auf „zwei vergleichbare Rhythmen der Sedimentation" hingedeutet. SCHAUERTE (1963) und GRIMM (1964) haben diese Darstellung aufgegriffen und sich in ihren Folgerungen zu wesentlich schärferen Formulierungen gesteigert. SCHAUERTE (1963: 132—133) liest aus dem von ihm gesehenen „Rhythmus der Auf- und Abbewegungen" sogar zwei „Cyclotheme", eine Anschauung, die GRIMM (1964) übernommen hat. Dieser Darstellung ist aber nach den Folgerungen des letzten Kapitels der Boden entzogen. Da das wieder höher salinare Wasser, welches die Fauna der Schillsande anzeigt, nicht durch frische Nachschübe erklärt werden kann, müßte es aus dem niederbayerischen Raum selbst gekommen sein. Es mußten also auch *während* der Bildung des Aussüßungshorizontes noch irgendwo vollbracki-

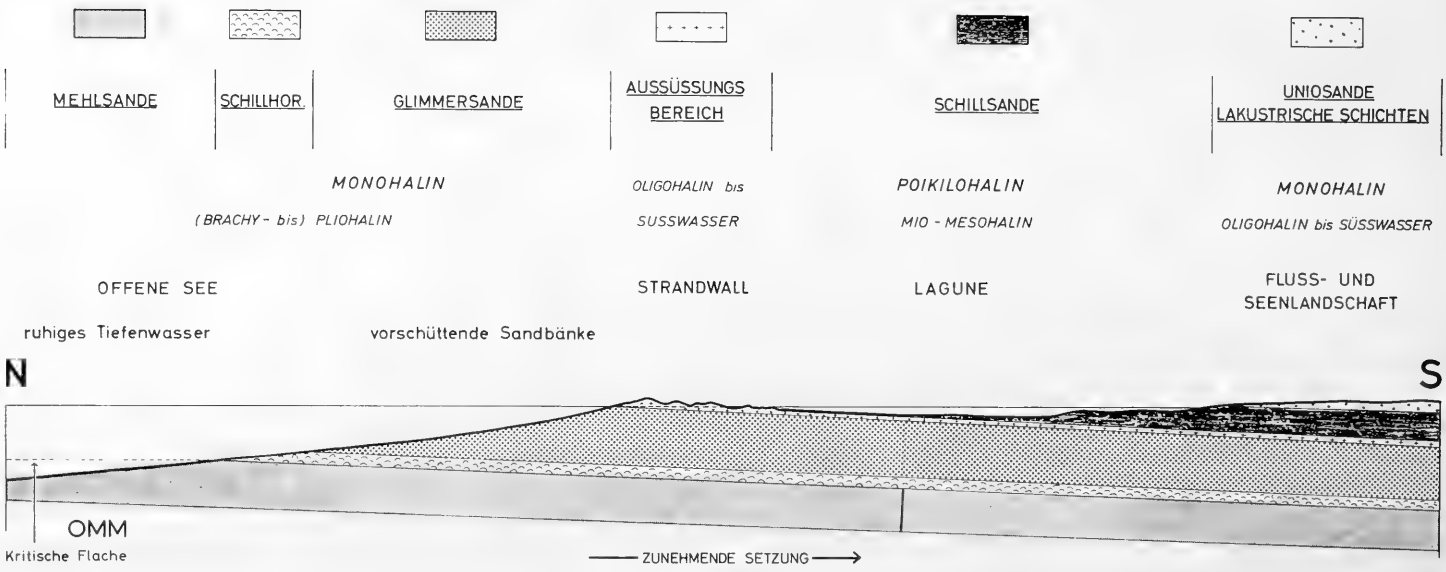


Abb. 6: Schematisches Querprofil (stark überhöht) durch den Ablagerungsraum der Oncophora-Schichten, der das gleichzeitige Nebeneinander der unterschiedlichen Faziesbereiche veranschaulicht.

sche größere Beckenbereiche existiert haben, und so müssen auch unterschiedliche Sedimentationsareale im zeitlichen Nebeneinander angenommen werden (Abb. 4, 6, 7).

Das aktualistisch nicht vergleichbare Beispiel eines über einige 100 km² ausgedehnten „sychronen" Aussüßungshorizontes gibt es nicht.

Das natürliche Nebeneinander verschiedener Fazies wird von früheren Autoren für den Fall der Lakustrischen Schichten / Uniosande durchaus eingeräumt. Selbst die unbedingte Konstanz der Bildungszeit des Aussüßungshorizontes wird von MAYR (1957: 330) in Frage gestellt. Er diskutiert auch, ob der Schillhorizont „der Effekt einer allmählichen Verlagerung des Spülsaumes" sei (: 326). Andererseits aber schreibt MAYR (1957: 359), „daß die einzelnen Glieder der Oncophoraschichten mit ihrer flächenhaft gleichen faziellen und faunistischen Entwicklung im Gebiet zwischen Inn und Vils jeweils an allen Punkten gleichzeitig gebildet wurden. Seitliche Verzahnungen der einzelnen Fazies sind nicht vorhanden". Das ist um so mehr verwunderlich, als er für den größeren marinen Komplex der OMM solche als normal hinstellt. Selbst GRIMM bringt gelegentlich aktualistische Gesichtspunkte (hier in bezug auf Uniosande / Lakustrische Schichten): „Das einheitliche Wasserbecken wurde in eine Landschaft von Abschnürungsbecken, Strandseen und Lagunen geringer Wassertiefe aufgelöst, die zunächst wohl noch mit dem offenen Meer durch schmale Durchlässe verbunden blieben" (1964: 170). Was zu dieser Zeit im Bereich des „offenen Meeres" geschah sowie wo und wie dessen Sedimente abgelagert wurden, erörtert GRIMM nicht. Die natürlichste Einstellung fand noch WITTMANN (1957: 85): „Eines ist sicher: die Mehlsande des hier untersuchten Gebietes haben irgendwo ihre Marin-, vielleicht auch ihre Süßwasseräquivalente." Und sein Bild vom „schwach geböschten Schwemmkegel" (: 86) kommt sicherlich den ursprünglichen Gegebenheiten recht nahe.

Es wurde eine Faziesdifferenzierung nur gesehen, wenn innerhalb eines Horizontes regional leicht erfaßbare Änderungen bemerkbar wurden (z. B. im obersten Teil der OMM). Andererseits wurde ein über viele Zehner von km in der N-S- wie E-W-Erstreckung völlig homogenes Schichtenpaket als repräsentativ sowohl für Tief- und Flachwasser als auch für Brandungs- und Strandzone angesehen. Dabei würde dieses einheitliche Bild der Petro- und Biofazies auch stets gleichbleibende Bildungsbedingungen erfordern, die in dem reich gegliederten Becken der Oncophoraschichten Niederbayerns in einer solchen Ausdehnung sicher nicht vorhanden waren. Ein über weite Distanzen in sich völlig einheitliches Sedimentpaket kann nur durch wandernde Fazies als in sich ungleichaltriger Schichtkörper zusammenwachsen.

Diese Entwicklung geht nicht nur aus der vorangegangenen Analyse der einzelnen Glieder der Oncophoraschichten hervor (vgl. Tab. 1), sie läßt sich auch aus vielen faunistischen Einzelbeobachtungen erschließen. In den einzelnen Horizonten lassen sich immer wieder eingespülte biotopfremde Elemente

zeigen, die auf den nah gelegenen andersartigen Lebens- und Sedimentationsraum schließen lassen. In Pakete mit autochthoner Brackwasserfauna sind limnische und terrestrische Fossilien eingespült, andererseits sind (etwa durch einen Sturm) Klappen von Brackwassermollusken in limnische Horizonte transportiert worden.

Einen besonders wichtigen Hinweis liefern die für sämtliche Horizonte der oberen Oncophoraschichten nachgewiesenen Terediniden (Schlickum 1964 a). Da sie nicht aus dem Raum Niederösterreichs abgeleitet werden können, beweisen sie, daß zur Zeit ihrer Ablagerung vom Aussüßungshorizont bis in die Lakustrischen Schichten ein vorgelagerter freier Seebereich in Niederbayern bestand, in dem noch die Sedimentation von Mehl- und Glimmersanden erfolgte. Nur dort konnten die Hölzer frei driften und sich *Teredo* oder *Bankia*[52]) entwickeln, während die Schichten oberhalb des Glimmersandes in den Sedimentationsräumen abgelagert wurden, wo die Drifthölzer stranden konnten.

Ein Hinweis auf eine synchrone Faziesvertretung ist über jeden Zweifel erhaben, nämlich wenn sich Leitfossilien finden lassen. Eine solche, in einer raschen phylognetischen Abwandlung befindlichen Gruppe liegt in den Limnopagetien vor. Schlickum (1964 a: 27; 1967: 175) konnte zeigen, daß *Limnopagetia bavarica* am Anfang einer gerichteten Entwicklung steht, die unabhängig von faziellen Differenzierungen ablief. Die Grenze, an welcher diese Art erlischt, die annähernd eine Zeitgleiche darstellen muß, läuft auf einem Nord-Südschnitt schräg durch das Profil der Oncophoraschichten[53]). In den Mehlsanden und im Schillhorizont tritt die Art ganz allgemein in allen Gebieten auf. In den nördlichen Vorkommen der Glimmersande wird sie nicht mehr gefunden. In den Schillsanden tritt *Limnopagetia bavarica* nur im südlichsten Raum, nämlich in Haunreit und am Türkenbach auf, wo die Schillsande altersmäßig also noch dem Bereich Mehlsande / Schillhorizont nördlich der Rott entsprechen.

3. Der einheitliche Ablauf der Aussüßung

Aus dem vorigen Kapitel ergibt sich, daß der scheinbare Wechsel brackischer und nahezu limnischer Sedimentation keine Folge „rhythmischen Auf und Ab des Beckenbodens" (Grimm 1964: 164) oder von „Schaukelbewegungen" (: 165) mit wiederholtem Zustrom von frischem Salzwasser aus Regionen außerhalb dieses Bekkens sein kann. Eine „sprunghafte" Änderung der Salinität von Schicht zu Schicht ist unter den geschilderten Umständen keinesfalls an „Katastrophen", als deren mögliche Ursachen Grimm wiederholte „Hebungen und Senkungen" (1964: 167) annimmt, sondern an die unterschiedlichen physiographischen Bereiche gebunden. Falls tektonische Bewegungen angenommen werden müssen, waren es säkulare Pro-

[52]) Grimm (1964: 162) erwähnt „Phola[d]iden", die von uns nicht nachgewiesen werden konnten.

[53]) Die Angabe Buchners (1967: 65), die Molluskenfauna bleibe in allen untersuchten Sedimenteinheiten in der Lateralen und in der Vertikalen gleich, entspricht nicht den Tatsachen.

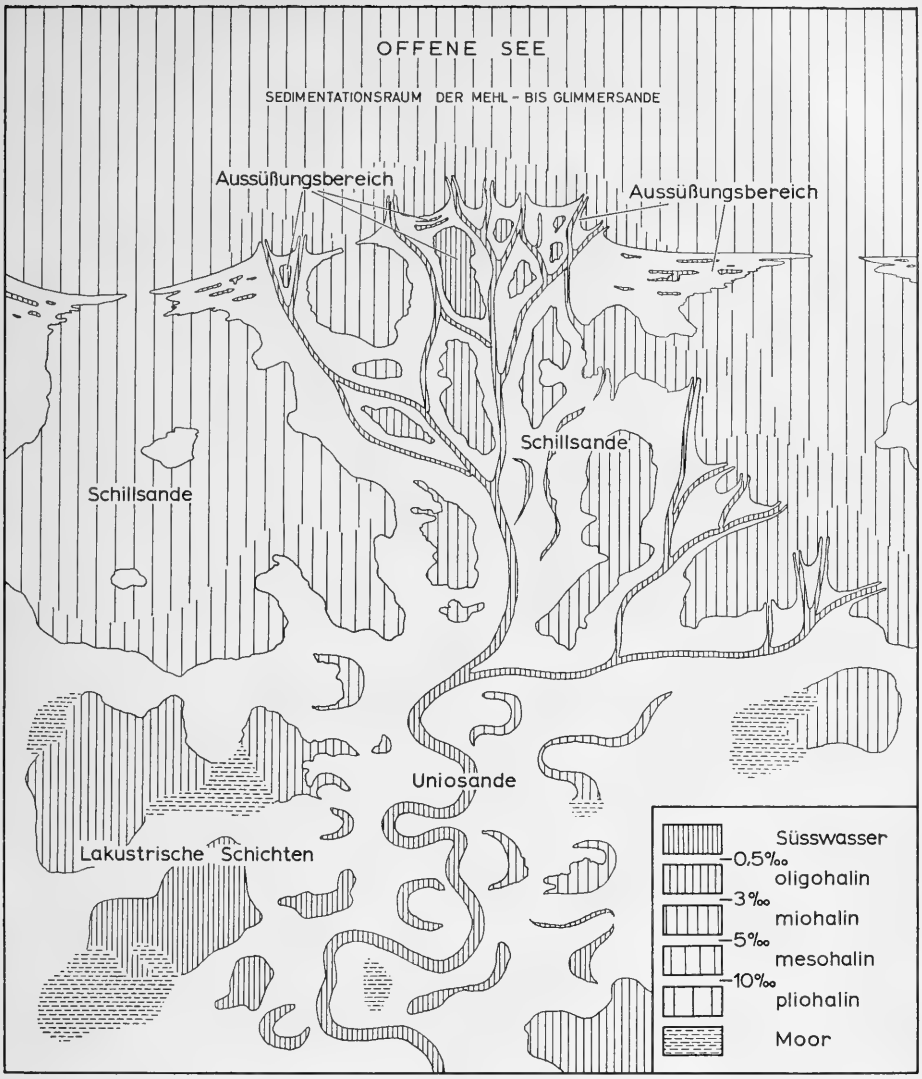


Abb. 7: Schema der räumlichen Verteilung und Entwicklung der Faziesbereiche und der Salinitätsverhältnisse innerhalb der Oncophora-Schichten. Die nicht schraffierten Flächen liegen in Höhe des Brackmeerspiegels oder nur wenig höher (Lakustrische Schichten/Uniosande), sie dürften zeitweilig auch überflutet gewesen sein.

zesse, welche die Sedimentationsart und -dauer in den einzelnen Faziesstufen nur modifizierten.

Viele marine Mollusken vertragen ohne weiteres eine leichte Verbrackung. In der Ostsee sind marine Arten noch im Mesohalinikum zu finden. Für das Meer

der OMM ist zumindest für die Endphase aufgrund der Makro- und Mikrofaunen ein erniedrigter Salzgehalt anzunehmen. Da nur enge Straßen mit dem Tethysraum verbanden, andererseits aber Süßwasserzuflüsse von allen Seiten in das Bekken hineinmündeten, muß der Salzgehalt unter dem des Weltmeeres gelegen haben. Nach der Abtrennung des niederbayerischen Raumes von den südosteuropäischen Randmeeren konnten sich euryhaline Meeresmollusken anfangs auf die beginnende Verbrackung einstellen. Erst hernach konnten Arten der Gattungen *Limnopagetia, Rzehakia* u. a. großräumig auftreten. Es muß also der brachyhaline Zustand des bayerischen Molassemeeres bereits weitestgehend durchschritten gewesen sein, bevor überhaupt die Ablagerung der Oncophoraschichten einsetzte.

Nach Abschnürung des Beckens dürfte die Süßwasserzufuhr nur wenig die Verdunstungsrate überschritten haben. Der Bereich des allmählich immer stärker eingeengten Brackwassersees blieb zumindest im Gebiet der in Niederbayern erschlossenen Oncophoraschichten immer im Pliohalinikum (Salzgehalt 10—18 ‰). Das Brachyhalinikum wird im Ablagerungsareal der OMM (und vielleicht der untersten Mehlsande?) gelegen haben. Ansonsten hat sich die Salinität im Ablagerungsbereich der Mehlsande, des Schillhorizontes und der Glimmersande nicht gegeneinander verschoben, da alle drei Fazies das offene Becken charakterisieren (Abb. 6, 7). Nur küstennah kann sich eine Änderung zeigen; so ist stellenweise in den obersten Glimmersanden der Einfluß mündender Flüsse faunistisch zu belegen (Abb. 7). Hier konnte am Strand des Meeres der Salzgehalt sehr rasch bis in mio- oder oligohaline Zonen fallen.

Im Bereich des Aussüßungshorizontes lag hinter der Küste ein Gebiet oligo- bis infrahaliner Gewässer. Außerordentlich wechselhafte Verhältnisse werden durch die Schillsande repräsentiert. Randliche Fazies können Hinweise auf starke Aussüßung geben, während zentrale oder küstennahe Bereiche nahezu die Salinität des offenen Meeres erreichen (Abb. 7). Es handelte sich um miohaline bis vielleicht oligohaline Biotope, deren Profile somit eine poikilohaline Fazies darstellen (Abb. 6), keineswegs aber von „salzfreiem Wasser bestimmt" sind (Mayr 1957: 359).

Die stärker ausgesüßten, nur küstennah abgelagerten Uniosande hatten einen Salzgehalt bis 3 ‰. Die heterogenen Lakustrischen Schichten sind die letzte Aussüßungsphase sowohl der lagunären Bereiche der Schillsande wie auch der Altwässer der Flußmäander. Dementsprechend reichte ihr Salzgehalt von 3 ‰ bis unter 0,5 ‰.

Somit ist bewiesen, daß die ostniederbayerische Brackwassermolasse einen einmaligen, einheitlichen Aussüßungsvorgang darstellt, der durch physiographische Verhältnisse, die in unterschiedlichen, zeitgleich nebeneinander existierenden Petrofazies zum Ausdruck kommen, modifiziert wurde.

D. Schriften

Aberer, F.: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. — Mitt. geol. Ges. Wien, **50**: 23—94, 1958

Ammon, L. von: Die Fauna der brackischen Tertiärschichten in Niederbayern. — Geogn. Jh., **1**: 1—22, 1887

Bittner, A.: Über die Gattung *Oncophora*. — Verh. k. k. geol. Reichsanst., 141—144, 1893

Braumüller, E.: Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg. — Erdoel-Zeitschr., **77**: 509—520, 1961

Buchner, A.: Das Sedimentgefüge im unteren Teil der Süßbrackwassermolasse Niederbayerns. — Bayer. Akad. Wiss., Abh. math.-naturw. Kl., **130**: 76 S., 1967

Cicha, I. & Tejkal, J.: Podmínky vzniku a stáří rzehakiových vrstev v miocénu centrální části paratethydy. — Geol. Sborník, **11**: 119—136, 1960

Davidaschvili, L. S.: On the *Oncophora*-beds, their fauna and their distribution. A contribution to the study of the older brackish-water faunas of the Eurasian Tertiary. — Probl. Paleont., **2—3**: 585—592, Publ. Lab. Paleont. Moskow Univ., 1937

Emery, K. O. & Stevenson, R. E.: Estuaries and Lagoons. I. Physical and Chemical Characteristics. — Geol. Soc. America, Memoir **67**, 1: 673—693, 1957

Fisk, H. N.: Recent Mississippi River sedimentation and peat accumulation. — Quatrième congrès pour l'avancement des études de stratigraphie et de géologie du carbonifére; compte rendu, **1**: 187—169, 1960

Füchtbauer, H.: Die Sedimentation der westlichen Alpenvorlandmolasse. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, Jg. 1953: 527—530, 1955

Ganss, O.: Ergebnisse der Kohlenbohrungen B 1 — B 14 im Gebiet Endorf — Wasserburg/Inn — Obing. — Geol. bavarica, **55**: 290—309, 1965

Ganss, O. & Schmidt-Thomé, P.: Die gefaltete Molasse am Alpenrand zwischen Bodensee und Salzach. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, Jg. 1953: 402—495, 1955

Grimm, W.-D.: Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse zwischen Inn und Rott (Niederbayern). — Beih. Geol. Jb., **26**: 97—200, 1957

Grimm, W.-D.: Der Schillhorizont in der ostniederbayerischen Süßbrackwassermolasse und seine bergbauliche Gewinnung. — Geol. Mitt., **3**: 221—253, 1963

Grimm, W.-D.: Die „Süßwassersande und -mergel" in der ostniederbayerischen Molasse und die Aussüßung des miozänen Brackmeeres. — Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **4**: 145—175, 1964

Gümbel, C. W. von: Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges oder des Bayerischen und Oberpfälzer Waldgebirges. — Geogn. Beschr. Königr. Bayern, 2. Abt., 1868

Gümbel, C. W. von Die miocänen Ablagerungen im oberen Donaugebiete und die Stellung des Schliers von Ottnang. — S.-B. bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Cl., H. 2: 221—325, 1887

Hagn, H.: Paläontologische Untersuchungen am Bohrgut der Bohrungen Ortenburg CF 1001, 1002 und 1003 in Niederbayern. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**: 324—359, 1955

Hiltermann, N. H.: Klassifikation rezenter Brack- und Salinär-Gewässer in ihrer Anwendung für fossile Bildungen. — Z. deutsch. geol. Ges., **115**, Jg. 1963; 463—496, 1966

Jüngst, H.: Schillkalk („Schelpkalk") als nationale Industrie. — Geol. Meere Binnengew., **5**: 220—231, 1942

Jux, U. & Strauch, F.: Angebohrte Spiriferen-Klappen; ein Hinweis auf palökologische Zusammenhänge. — Senck. leth., **46**: 89—125, 1965

Jux, U. & Strauch, F.: Zum marinen Oligozän am bergischen Höhenrand. — Decheniana, **118**, 2: 125—134, 1967

Krause, H. R.: Quantitative Schilluntersuchungen im See- und Wattengebiet von Norderney und Juist und ihre Verwendung zur Klärung hydrographischer Fragen. — Arch. Moll., **79**: 91—116, 1950

Krauss, F.: Die Mollusken der Tertiär-Formation von Kirchberg an der Iller. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg, **8**: 136—157, 1852

Kvaliaschvili, G. A.: The *Oncophora (Rzehakia)* Formation of Eurasia [russisch mit engl. Zus.]. — Akad. Nauk Grus. SSR, Inst. Paläobiol.: 222 S., 1962

Lemcke, K., v. Engelhardt, W. & Füchtbauer, H.: Geologische und sediment-petrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. — Beih. Geol. Jb., **11**: 1—109, 1953

Mayr, M.: Geologische Untersuchungen in der ungefalteten Molasse im Bereich des unteren Inn. — Beih. Geol. Jb., **26**: 309—370, 1957

Neumaier, F. & Wieseneder, H.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayerischen Tertiär (Blatt Griesbach und Birnbach). — S.-B. bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Abt.: 177—252, 1939

Papp, A.: Bemerkungen über Vorkommen und Variabilität der Bivalvengattung *Oncophora*. — Verh. geol. Bundesanst. Wien, **2**: 120—133, 1955

Paulus, B.: Der tiefere Untergrund unter besonderer Berücksichtigung des von den Bohrungen Landstraße 1 und Pliening 101—105 erschlossenen Tertiärs (unter paläontologischer Mitarbeit von M. Brockert und W. Hinsch). — aus: Erl. Geol. Karte von Bayern 1 : 25 000, Bl. 7736 Ismaning, 9—53

Pfannenstiel, M.: Die Fauna der Kirchberger Schichten von Lohn, Randen. — S.-B. Heidelbg. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **1**: 1—19, 1931

Reineck, H.-E.: Longitudinale Schrägschichtung im Watt. — Geol. Rdsch. **47**: 73—82, 1958

Reineck, H.-E.: Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee. — Abh. senckenb. naturf. Ges., **505**: 1—63, 1963

Reineck, H.-E.: Parameter von Schichtung und Bioturbation. — Geol. Rdsch., **56**: 420 bis 438, 1967

Reineck, H.-E.: Layered sediments of tidal flats, beaches, and shelf bottoms of the North Sea. — Estuaries — Amer. Ass. Advanc. Sci.,: 191—206, 1967

Reineck, H.-E. & Singh, I. B.: Primary sedimentary structures in the recent sediments of the Jade, North Sea. — Marine Geology, **5**: 227—235, 1967

Remane, A.: Ökologie des Brackwassers. In: Remane, A. & Schlieper, C.: Die Biologie des Brackwassers. — Die Binnengewässer, **22**: 216 S., 1958

Russell, R. J.: Physiography of Lower Mississippi River Delta. — State of Louisiana, Dept. of Conservation, Geol. Bull. No. **8**: 1—199, 1936

Rzehak, A.: Beiträge zur Kenntnis der Tertiär-Formation im Außeralpinen Becken von Wien. — Verh. naturf. Ver. Brünn, **21**: 31—49, 1883

Rzehak, A.: Die Fauna der *Oncophora*-Schichten Mährens. — Verh. naturf. Ver. Brünn, **31**: 142—192, 1893

Sandberger, F. von: Die Land- und Süßwasser-Conchylien der Vorwelt. — Wiesbaden 1870—1875

Schäfer, W.: Aktuo-Paläontologie nach Studien in der Nordsee. — 666 S., Frankfurt (Main) 1962

Schäfer, W.: Biozönose und Biofazies im marinen Bereich. — Aufsätze u. Red. senckenb. naturf. Ges., **11**: 1—36, 1963

Schauerte, E.: Die Geologie des Blattes Haidenburg und seiner Umgebung. — Inaug. Diss., 157 S., München 1962 [Erschienen Ende 1963]

Schiessl, K.-H.: Die Verteilung der Schwermineralien in der Süßbrackwassermolasse Niederbayerns. — Inaug. Diss., 78 S., München 1962

Schlickum, W. R.: Die Gattung *Nematurella* Sandberger. — Arch. Moll., **89**: 203—213, 1960

Schlickum, W. R.: Die Gattung *Euchilus* Sandberger. — Arch. Moll., **90**: 59—67, 1961
Schlickum, W. R.: Die Gattung *Limnopappia* n. gen. — Arch. Moll., **91**: 109—115, 1962
Schlickum, W. R.: Die Molluskenfauna der Süßbrackwassermolasse von Ober- und Unterkirchberg. — Arch. Moll., **92**: 1—10, 1963
Schlickum, W. R.: Die Molluskenfauna der Süßbrackwassermolasse Niederbayerns. — Arch. Moll., **93**: 1—68, 1964 [1964 a]
Schlickum, W. R.: Zur Molluskenfauna der Süßbrackwassermolasse Niederbayerns. — Arch. Moll., **93**: 163—164, 1964 [1964 b]
Schlickum, W. R.: Zur Gattung *Euchilus* Sandberger. — Arch. Moll., **94**: 99—104, 1965
Schlickum, W. R.: Die Molluskenfauna der Kirchberger Schichten des Jungholzes bei Leipheim/Donau. — Arch. Moll., **95**: 321—335, 1966
Schlickum, W. R.: Zur Molluskenfauna der Süßbrackwassermolasse Niederbayerns 2. — Arch. Moll., **96**: 175—179, 1967
Schlickum, W. R.: Zur Nomenklatur von *Staliopsis* Rzehak 1893. — Arch. Moll., **98**: 53—54, 1968
Schlickum, W. R.: Die Molluskenfauna der Kirchberger Schichten des Chiemsee-Gebietes (Tagesaufschlüsse der Ratzinger Höhe und Kohlenbohrungen B 1 — B 14 im Gebiete Endorf — Wasserburg/Inn — Obing). — Geolog. Bavarica, im Druck
Schlickum, W. R.: Die Molluskenfauna der Kirchberger Schichten der Bohrung Pliening 101—104 (nö. München). — Geolog. Bavarica, im Druck
Schlickum, W. R. & Čtyroký, P.: Zur Systematik der miozänen Brackwassercardiiden. — Arch. Moll. **94**: 105—110, 1965
Schlickum, W. R. & Strauch, F.: *Nematurella convexula* n. sp., — eine statistisch analytisch begründete Art aus den Kirchberger Schichten des Jungholzes bei Leipheim/Donau. — Arch. Moll., **96**: 169—174, 1967
Schlosser, M.: Geologische Notizen aus dem bayerischen Alpenvorland und dem Inntale. — Verh. k. k. geol. Reichsanst., 88—198, 1893
Stephan, W.: Molassebecken. In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000. 2. Aufl., Bayer. Geol. Landesamt München: 178—195, 1964
Stephan, W.: Zur faziellen und zyklischen Gliederung der chattischen Brackwasser-Molasse in Oberbayern. — Geol. Bavarica, **55**: 239—257, 1965
Strauch, F.: Zur Geologie von Tjörnes (Nordisland). — Dipl. Arbeit Geol. Inst. Köln, 195 S., Mskr., Köln 1961
Walther, J.: Allgemeine Paläontologie. — 809 S., Berlin 1919 (—27)
Welder, F. A.: Processes of Deltaic Sedimentation of the Lower Mississippi River. — Coastal Studies Institute Louisiana State University Baton Rouge, Contr. 59 — 7, Techn. Report **12**: 90 S., 1959
Wittmann, D.: Gliederung und Verbreitung der Süßbrackwassermolasse in Ost-Niederbayern. — Beih. Geol. Jb., **26**: 48—95, 1957
Zenkevitch, L. A.: Biology of the seas of the U.S.S.R. — 955 S., Allen & Unwin London 1963
Zöbelein, H. K.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayerischen Tertiär (Blatt Pfarrkirchen). — N. Jb. Miner. usw., Beil.-Bd., **84** B: 233 bis 302, 1940

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 8 393—413 München, 15. 12. 1968

Neue Ergebnisse der geologisch-paläontologischen Untersuchungen im „Hochbajuvaricum" des östlichen Wendelstein-Gebietes (Bayerische Alpen)

Von Hans Wolff, München[1])

Mit 3 Abbildungen

Zusammenfassung

Es wird ein Überblick über die Stratigraphie, Paläontologie und Lithologie besonders der biofaziell interessanten Schichtglieder gegeben. Sodann steht die Schuppentektonik Osswalds (1928, 1951) zur Diskussion.

Summary

A survey on stratigraphy, paleontology and lithology of biofacially interesting strata is given. Discussion of the tectonic conception of Osswald (1928, 1951) follows.

Inhalt

I. Einleitung 393
II. Stratigraphie und Fazieskunde 395
1. Oberer Wettersteinkalk 395
2. Raibler Schichten 398
3. Kössener Schichten und Oberrät-Kalke 399
4. Jura 403
III. Tektonik 408
IV. Ergebnisse 411
Schriftenverzeichnis 412

I. Einleitung

Auf Anregung von Herrn Prof. Dr. R. Dehm wurde eine Neukartierung und geologisch-paläontologische Bearbeitung des östlichen Wendelstein-Gebietes, links des Inns, durchgeführt (Topograph. Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt 83 38). Das behandelte Gebiet liegt am Nordrand des „Hochbajuvaricum" (syn. Kalkalpine Innenzone syn. „Lechtaldecke") und enthält Schichtglieder vom Wettersteinkalk bis zum Turon. Die

[1]) Dipl.-Geol. Hans Wolff, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10/II.

Grenzen sind: im Norden die Linie Arzmoos — Förchenbach — Hatscherwand, im Westen der Arzmoos- und Auerbach, im Süden die Linie Tatzelwurm — Bichlersee und im Osten die Linie Bichlersee — Hatscherwand.

Nach den Vorarbeiten Gümbels (1861) erfuhr das Gebiet im Rahmen einer speziellen Wendelstein-Arbeit erstmals von Fraas (1891) eine genauere Untersuchung; die Erkenntnisse sind in einer geologischen Karte 1 : 25 000 bildlich niedergelegt. Von Osswald (1928) wurde dann eine für die damalige Zeit sehr ausführliche Bearbeitung vorgenommen. Seine detaillierten Aufnahmen der Stratigraphie machten den Aufbau des Wendelstein-Gebietes näher bekannt. Osswald sah sich nicht veranlaßt, eine „Allgäu-Decke" von einer „Lechtal-Decke" zu trennen, wie man es im westlichen Südbayern gewohnt war. Er ging einen zur damaligen Zeit selbständigen Weg und gliederte das Wendelstein-Gebiet und sein Hinterland in 12 Schuppen, die nach bestimmten Kriterien wiederum zu größeren Zonen vereinigt wurden.

Im Rahmen eines kurzen Exkursionsführers unterstrich Osswald (1951) seine Ergebnisse, ohne auf die inzwischen erfolgten Angriffe von Richter (1937), Herbst (1938) oder widersprechende Befunde aus anderen Gebieten (Kockel, Richter & Steinmann 1931, Custodis & Schmidt-Thomé 1939) einzugehen.[2])

Spengler (1956) nahm zur Schuppentektonik vor allem auf Vermutungsbasis teils zustimmend, teils ablehnend Stellung. Er ordnete die Schuppen größeren Einheiten unter, die bei ihm nach alter Decken-Vorstellung „Allgäu-Decke" und „Lechtal-Decke" (mit den Teildecken „Untere" und „Obere Wendelstein-Decke" sowie „Sekundäre Lechtal-Decke") benannt sind.

Die widersprechenden Veröffentlichungen waren ein Anstoß zu dieser Bearbeitung. Über die allgemeine Neukartierung hinaus (im Maßstab 1 : 5000, hinterlegt in der Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie) wurden fazielle Gesichtspunkte besonders berücksichtigt, da solche einerseits bei tektonischen Fragen eine wichtige Rolle spielen und als eine Grundlage für die Überprüfung der Schuppentektonik Osswalds dienen sollten. Andererseits lassen Fazies-Untersuchungen Aussagen auf ökologische und paläogeographische Verhältnisse zu, die im einzelnen noch zu wenig bekannt sind. Da das Bezeichnende eines Gesteins oft die Fauna ist, wurde diese neben makro- und mikrofaziellen Merkmalen besonders beachtet; dies findet in modernen fazieskundlichen Arbeiten viel zu wenig Berücksichtigung. In diesem Rahmen wird ein gekürzter Bericht über die in Wolff (1967, Mskr.) aufgezeigten Befunde vorgelegt. Der Schwerpunkt wird auf die biofaziell und biostratigraphisch interessanten Schichtglieder Wettersteinkalk, Rät und Jura gelegt. Raibler Schichten, Hauptdolomit und Plattenkalk sollen am Rande behandelt werden, vor allem soweit sich tektonische Folgerungen ergaben. Über das Rät wurde teilweise bereits 1967, über die Tiefe Oberkreide wird 1968 eigens berichtet. Gegebenenfalls soll darauf verwiesen werden.

Für die Übertragung der Neubearbeitung, für Ratschläge und kritische Bemerkungen während der Ausarbeitung und für die Aufnahme der Kapitel „Rät-Fazies ..." (1967), „Tiefe Oberkreide ..." (1968) sowie dieser Arbeit in die Mitteilungen der Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie danke ich an dieser Stelle Herrn Prof. Dr. R. Dehm noch einmal herzlich.

Für fachliche Besprechungen danke ich ferner Herrn Prof. Dr. H. Hagn, den Herren Doktoren W. Barthel, H. Jerz, E. Ott, U. Pflaumann, H. K. Zöbelein, sowie Herrn Oberpräparator H. Mertel für zahlreiche präparative Hinweise und Hilfen.

[2]) Wird im Folgenden auf Osswald verwiesen, so ist stets die Arbeit von 1928 gemeint; der Exkursionsführer (1951) zeigt keine neuen Gesichtspunkte.

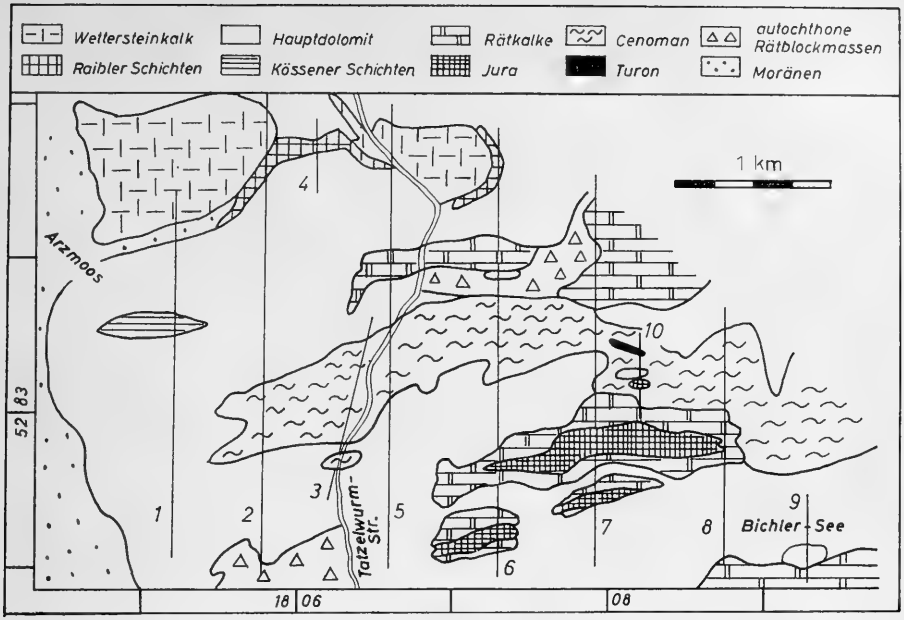


Abb. 1: Stratigraphische Übersichts-Skizze des östlichen Wendelstein-Gebietes zwischen Arzmoos und Bichler-See, mit Lageplan der auf Abb. 2 dargestellten Profile.

II. Stratigraphie und Fazieskunde

1. Oberer Wettersteinkalk

Als tiefstes Schichtglied liegt im nördlichen Untersuchungsgebiet oberer Wettersteinkalk vor. Am Übergang zu den Raibler Schichten sind spezielle Gesteinsausbildungen als „Sonderfazies" im Sinne Schneiders (1953) vorhanden. Als Bildner der Normalfazies kommen besonders Korallen (Thecosmilien) und gegliederte Kalkschwämme (Sphinctozoen) zur Geltung, die kleine Riffstotzen aufgebaut haben. Die Riffkalke zeigen die bekannten Großoolithe. Zwischen den Stotzen lagerte sich der Schutt der riffbildenden Organismen ab, wie aus den biogenen Schuttkalken ersichtlich wird. Untergeordnet sind Reste von Dasycladaceen. Diese Beobachtungen entsprechen ganz den Untersuchungen im westlichen Ammergebirge (Taupitz 1954, Waldvogel 1964), wo der Südrand des oberen Wettersteinkalkes als Korallen-Riffgürtel ausgeprägt ist, im Benediktenwand-Gebiet (Waldvogel 1964) und großenteils im weiteren Wendelstein-Gebiet (Wrobel 1966, Mskr., Müller 1967, Mskr.). Die in den Kalkhochalpen verbreiteten typischen Dasycladaceenrasen treten demnach im oberen Wettersteinkalk des Kalkalpen-Nordrandes jedenfalls gebietsweise zurück. Nur selten sind sie in ökologischen Nischen häu-

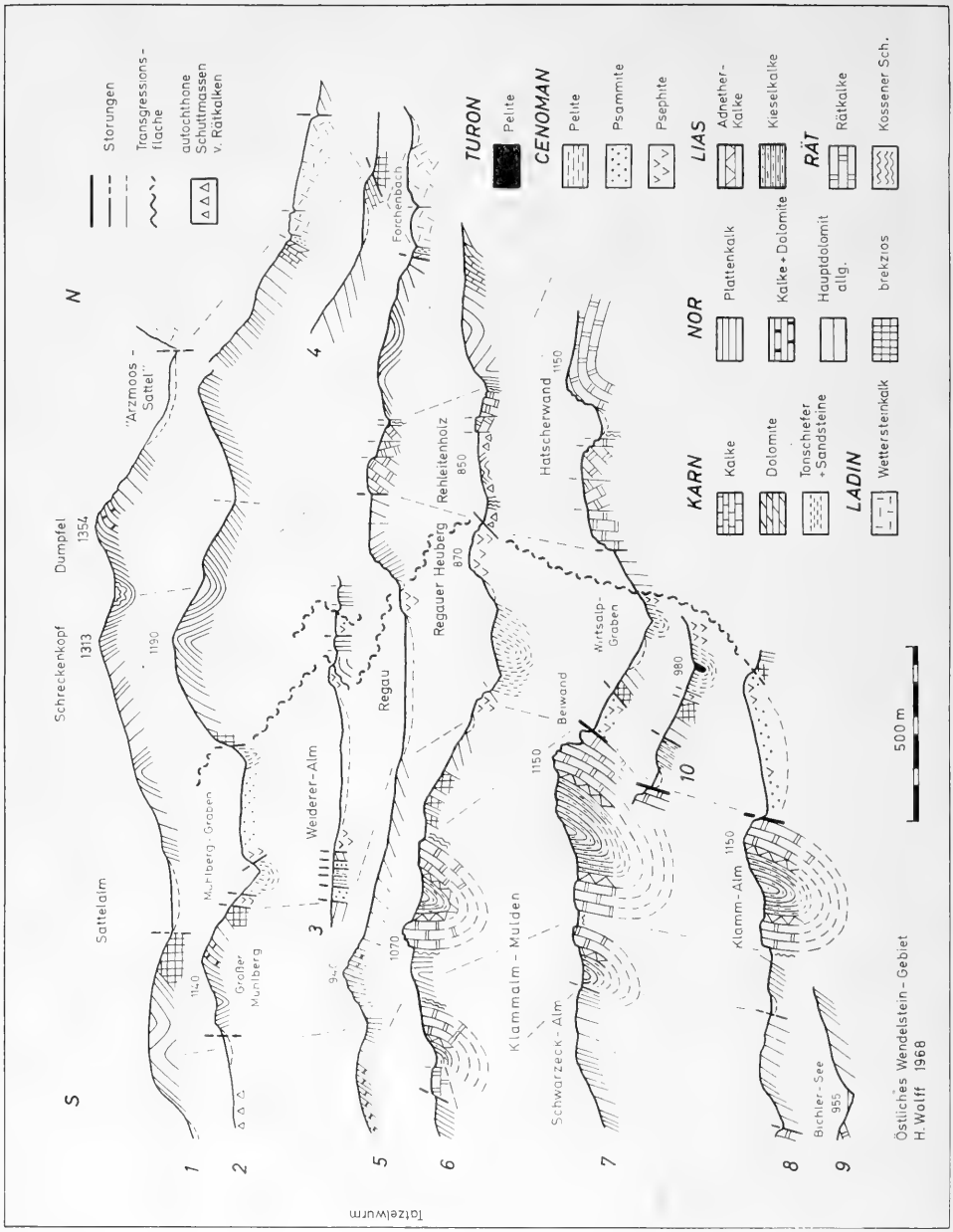


Abb. 2: Profil-Serie durch das östliche Wendelstein-Gebiet zwischen Arzmoos und Bichler-See.

figer anzutreffen, wie zum Beispiel im westlichen Wendelstein-Gebiet (N. SCHMITT 1966, Mskr.)[3]).

Neben Riffstotzen und biogenen Schuttkalken sind Kalkarenite und Kalkpelite mit wenig biogenen Komponenten seltener anzutreffen.

Im Gegensatz zur vielzitierten Fossilarmut des Wettersteinkalkes ist dieser in unserem Gelände relativ fossilreich. Foraminiferen sind untergeordnet in detritischen Kalken vertreten, darunter *Archaediscus*, Glomospiren und Textularien. Spongien sind neben den Korallen die wichtigsten Vertreter der Fauna. Die auftretenden Kalkschwämme in den Riff- und Riffschuttkalken gehören vor allem den ungegliederten Sphinctozoen an. Unter anderem kommen *Dictyocoelia, Verticillites, Polytholosia* und *Syringopora* vor. Unter den Anthozoen stehen die Thecosmilien an der Spitze. Einzelkorallen werden durch *Montlivaultia* vertreten. Die Korallenkelche werden zum Teil von Stromatolith-Algen (Girvanellen und Cyanophyceen) umhüllt. Dazwischen siedelten sich Würmer oder Problematica an. Palökologisch bezeichnend ist das Zusammenvorkommen von Korallen und Kalkschwämmen. Einige Stöckchen, die den Chaetetiden angehören dürften, sind für eine genauere Aussage zu stark umkristallisiert. Unter den Brachiopoden sei *Amphiclina amoena* BITTNER erwähnt. Mollusken sind als äußerst spärlich zu bezeichnen und meist nur als Bruchstücke in Schuttkalken, besonders Algengesteinen, vorhanden. Ansprechbar war ein Gastropode *Omphaloptycha* sp. Vermes sind in Riff- und Riffschuttkalken häufig vorhanden. Echinodermenreste wurden in den Kalksapropeliten aufgefunden. Die Flora der Schuttkalke und der ooidführenden Fazies des „back-reef-Bereiches" ist durch Kalkalgen charakterisiert, unter denen die niederen Algen Codiaceen und Solenoporaceen die erste Stelle einnehmen. Dasycladaceen treten zurück, wie bereits vermerkt wurde. Problematika sind besonders im engeren Riffbereich immer wieder anzutreffen, unter anderem *Microtubus communis* FLÜGEL.

An Fossilien mit stratigraphischem Aussagewert fanden sich *Teutloporella herculea* PIA und im Nachbargebiet bei MÜLLER (1966, Mskr.) *Poikiloporella duplicata* PIA. Letztere ist für den oberen bis obersten Wettersteinkalk bezeichnend. Ob sie auch in den Raibler Schichten vorkommt, ist nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. E. OTT unbekannt. Wie im Riffbereich allgemein, ermangelt es einer geeigneten Ammonitenfauna. So ist nicht zu entscheiden, ob und inwieweit der Wettersteinkalk in das Karn eingeht. Würde man sich JACOBSHAGEN (1961, S. 477 ff.) anschließen und die Grenze Ladin/Karn zwischen Langobard und Cordevol legen, so reichte der Wettersteinkalk sogar bis an die Basis des mittleren Karn.

Als Bildungen der „Sonderfazies" wurden linsenartig eingeschaltete rote und schwarze Brekzien, Algensparite und -oolithe, Kalksapropelite und Mineralnester von Flußspat und Cölestin neben der pyritischen Vererzung der oberen

[3]) Freundlicherweise gestatteten mir die Herren WO. MÜLLER, N. SCHMITT und J. P. WROBEL einige noch unveröffentlichte Ergebnisse aus Nachbargebieten zum Vergleich zu verwenden, wofür ihnen bestens gedankt sei.

Wettersteinkalkbänke gefunden. Besonders Brekzien und Algengesteine weisen feinverteilten Pyrit auf. Nach SCHNEIDER (1954) ist die Vererzung synsedimentär.

Über die Lebensbedingungen in Wettersteinkalk-Riffen im Allgemeinen und besonders für die Sphinctozoen berichtete OTT (1967). Jedenfalls verlangt die reiche biogene Karbonatproduktion im oberen Wettersteinkalk grundsätzlich ähnlich günstige physikalisch-chemische Voraussetzungen wie in heutigen tropischen Riff-Gebieten. Im obersten Wettersteinkalk muß dann jedoch ein starker Umschwung eingetreten sein, der das Riffwachstum zum Absterben brachte. Denn der rasche Wechsel faziell verschiedenster Gesteine und ein Teil ihrer Ablagerungsgefüge weisen auf unruhige Sedimentationsverhältnisse hin. Vulkanische Tätigkeiten bewirkten örtlich und zeitlich rasch wechselnde Bedingungen, auf die die Entstehung der „Sonderfazies" zurückgeführt wird.

2. Raibler Schichten

Im untersuchten Gebiet folgen auf den oberen Wettersteinkalk Schiefertone, Sandsteine, Dolomite und mehr oder weniger mergelige Kalke. Aufgrund des raschen Gesteinswechsels ist die Zone dieser Schichten häufig gestört; die einzelnen Gesteinsglieder sind dann lokal tektonisch reduziert, zerschert oder auch miteinander verquetscht. Zum großen Teil dürften die Gesteinsglieder jedoch erhalten sein, wenn man deren Mächtigkeit von etwa 100 m mit der aus den Nachbargebieten (s. u.) vergleicht.

Hier sei nur eine kurze Beschreibung der Raibler Gesteine gegeben. Über dem Wettersteinkalk (vererzte „Sonderfazies") liegen 8—10 m dunkle Mergel und Schiefertone, die nach oben zu mit Sandsteinen wechsellagern und dann in reine grüne Sandsteine (5 m) mit Pflanzenresten übergehen. Die hangenden Dolomite (30 m) setzen sich von unten nach oben aus

feingeschichteten, braunen und weißen Dolomiten,
sandigen Dolomiten mit Kohleschmitzen,
feingeschichteten und löcherigen Dolomiten

zusammen. Die weiter folgenden Kalke (50 m) bestehen aus

braunen und grauen, teils feinschichtigen Kalken,
Mürbkalken arenitischer Natur,
hellbeigen ostracoden- und ooidführenden Kalken und Oolithen,
dünnplattigen, meist dichten blaugrauen, mergeligen Kalken und Mergelkalklagen.

In den Kalken ist eine brekziöse Bank (10—20 cm) mit Resedimenten und Crinoiden-Detritus eingeschaltet.

Dunkle Kalkbänke oder auch eine einzelne Bank mit Crinoiden- oder sonstigen Echinodermenresten wertet JERZ (1966, S. 57) als Leithorizont der oberen Schiefertone in den zentralen und südlichen Vorkommen der Kalkalpen zwischen Lech und Inn. Positionsmäßig ist eine Vergleichbarkeit gegeben. Die Schiefertone sind hier jedoch durch Mergelkalke ersetzt.

Bezüglich einer detaillierten faziellen Beschreibung und Paläogeographie der Raibler Schichten verweise ich auf JERZ (1966) und SCHULER (1968), die diese in den nördlichen Kalkalpen genau bearbeiteten.

Auf die Dolomite ist jedoch noch etwas einzugehen; sie sind wichtig für die tektonische Deutung des Gebietes. Osswald hat die Dolomite auf seiner Wendelsteinkarte und den zugehörigen Profilen mit dem Hauptdolomit zusammengefaßt und als eine Fazies betrachtet, in der die Raibler Kalke eingeschaltet sind; (ganz untergeordnet schied er schwärzliche und gipsführende Dolomite aus). Indessen sind die fraglichen Dolomite vom Hauptdolomit durchaus zu unterscheiden. Zusammenfassend sind es meist helle bitumenfreie, poröse bis löcherige Dolomite, zuweilen sandig und Kohleschmitzen führend. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. H. Jerz (Bayer. geol. Landesamt) handelt es sich um typische Raibler Dolomite, die nicht dem Hauptdolomit zugeordnet werden können. Damit ergibt sich, daß das örtliche Raibler Profil solchen anderer Vorkommen am Nordrand des „Hochbajuvaricum" (Broili 1914, Seyed-Emami 1962 Mskr., Zacher 1964, Jerz 1966, Schuler 1968) ähnlich und den Grundzügen nach als Normalprofil anzusehen ist. (Tektonische Konsequenzen siehe S. 409). Die in anderen Profilen auftretenden Rauhwacken über den Kalken sind in der Wendelstein-Großmulde wie hier nicht immer ausgebildet und scheinen dann primär nicht sedimentiert worden zu sein.

Biostratigraphisch waren die Raibler Schichten mangels geeigneter Fossilien nicht einzustufen. Auch Osswalds Zuordnung der Raibler Sandsteine zur Zone des *Trachyceras aonoides* und der übrigen Gesteine zur Zone des *Tropites subbullatus* war nicht zu fundieren.

3. Kössener Schichten und Oberrät-Kalke

Die Übergangszone zwischen Plattenkalk und Kössener Schichten ist in der Dümpfel-Mulde als eine 20—30 m mächtige Folge von braunen und blauschwarzen Kalken mit reichlich kleinen Gastropoden (*Rissoa alpina* Gümbel) und Lamellibranchiaten ausgebildet. In den obersten m stellen sich zunehmend cm-dicke Mergellagen ein und unterstreichen so den allmählichen faziellen Übergang in die Kössener Schichten. Durch diese ist aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse nirgends ein Profil zu legen. In kleineren Aufschlüssen sind faziell zu unterscheiden:

a) Makrofossilfreie Mergel und Kalke als Bildungen des stillen anaeroben Wassers; dunkelgrau, mergelig plattig; Ostracodenschälchen, wenige Foraminiferen, „Rogenpyrit" (= vererzte Bakterien-Kolonien nach Fabricius 1960);

b) Mergel des schlecht durchlüfteten wenig bewegten Wassers; grau, etwas sandig, schlecht geschichtet; dünnschalige, kreidig erhaltene kleine Lamellibranchiaten wie *Lucina alpina* (Winkler), *Cardita austriaca* v. Hauer.

c) Pelitische Kalke und -Mergel mit Schillagen von Lamellibranchiaten, die in gut durchlüftetem unbewegtem Wasser entstanden sind; die Lamellibranchiaten sind auf den Schichtflächen angereichert und je nach Strömungsintensitäten größenmäßig sortiert. Bis zu mehrere cm dicke Schillagen. Die Lamellibranchiaten werden vertreten durch

Leda deffneri Oppel
Leda deffneri bavarica Oppel
Leda alpina Winkler
Cardita austriaca v. Hauer
Cardita spinosa Winkler
Lucina alpina Winkler
Lucina sp.
Rhaetavicula contorta (Portlock)
Gervilleia inflata Schafhäutl
Lima punctata Goldfuss
Chlamys div. sp.
Chlamys bavaricus (Winkler)
Chlamys coronatus (Schafhäutl)
Dimyodon intusstriatum (Emmrich)
Ostrea sp.
Mytilus div. sp.
Modiola sp.
Modiola faba Winkler

Gastropoden kommen gelegentlich vor, zum Beispiel:

kleine Turritellen
Murchisonia aff. *euglypha* Koken
Actaeonia (Cylindrobullina) elongata Moore

d) Die Korallen-Fazies mit meist arenitisch biogendetritischer Grundmasse stellt sich zunehmend in den oberen Kössener Schichten ein und wechsellagert mit der mehr pelitischen Lamellibranchiaten-Fazies. An Fossilien enthält sie zum Beispiel

„*Thecosmilia clathrata* Emmrich"
Thamnasteria rectilamellosa (Winkler)
Astraeomorpha confusa (Winkler)
Bryozoenstöckchen
Cidaris div. sp.

Im ganzen gesehen zeigen die Kössener Schichten eine rasch wechselnde Abfolge von Kalken und Mergeln, von schlecht durchlüfteten Stillwasser- und gut durchlüfteten Bewegtwasserbildungen. Die Fauna ist typisch für unteres und mittleres Rät der bayerisch-tirolischen Kalkalpen.

Die dunkle Ausbildung der Oberrät-Kalke in der nördlichen Zone, der „Fazieszone Kalkalpen-Nordrand", wurde bereits als abgewandelte „Bahamafazies" bekanntgemacht (Wolff 1967).

Die südliche helle Ausbildung im „Synklinorium" ist eine typische Riffazies. Die Mächtigkeit wechselt zwischen 100 und 150 m. Den Nordflügel der Klammalm-Hauptmulde bauen im Bereich (078/831) vom Liegenden zum Hangenden folgende Gesteine auf:

a) hellgraue, beige und weiße Kalke mit dichter Grundmasse und biogenen Resten von Lamellibranchiaten, vereinzelten Thecosmilien, Angulodiscen und sonstigem Fossilschutt.
Die Farbe wird zum Hangenden hin immer heller;
b) helle, ooidische bis onkoidische Kalke;
c) oodische und crinoidendetritische Kalke.

Bereits im Handstück ist zuweilen ein Wechsel von dichtem und ooidischem Kalk erkennbar. Die Gesteine zeigen häufig laterale und vertikale Übergänge. Die Bankmächtigkeiten liegen zwischen 0,10 und 4 m; am häufigsten ist eine solche von 2 m. Im Schutt sind Blöcke aus sterilem Bänderkalk zu finden, dessen mm-rhytmische Schichten synsedimentäre Faltungen aufweisen.

Am Westrand der Hauptmulde ist ein 20 m hohes Thecosmilien-Riff ausgebildet. Seitwärts und im Hangenden folgen helle Schuttkalke.

Das Riff ist gänzlich aus schüsselförmigen Thecosmilien-Stöcken (*„Thecosmilia clathrata"*), die einen Durchmesser von 1,5 m und eine Höhe von 1 m erreichen, aufgebaut. Die Schüsseln sind zum Teil in sich abgeschlossen, zum Teil durchdringen sie sich in den Randpartien. Die 4—5 mm dicken Äste können lockere und buschige Stöcke aufbauen. Übergänge sind selten. Die Grundmasse ist dicht pelitisch, rosa bis gelblichweiß. Die Korallenäste wittern einige mm aus und werden durch schwarzen Flechtenbewuchs besonders gut sichtbar. Als Riffbewohner sind gelegentlich einige Lamellibranchiaten zu finden. Dem gleichmäßigen und ungestörten Wachstum der Korallenstöcke und der pelitischen Grundmasse zufolge handelt es sich um ein Riff, das lange Zeit in ruhigem Wasser aufwuchs.

Am Westrand der südwestlichen kleinen Mulde folgen über Kössener Schichten 20—30 m graue bis rötliche Kalke mit Lamellibranchiaten-Schutt. Darüber liegen 8—10 m pelitische rötliche Kalke, in denen eine charakteristische Fauna mit Cyrtinen, Korallen, Schwämmen und anderem (näher beschrieben in Wolff 1967) zu finden ist. Die Ausbildung kann als Starhemberger-Fazies bezeichnet werden. Darüber folgen helle Kalke mit unterschiedlichen Mengen an biogenem Schutt, allgemein von Lamellibranchiaten und Thecosmilien stammend. *Angulodiscus communis* tritt in Massen auf und ist schon mit bloßem Auge zu erkennen. Ungegliederte Kalkschwämme, zum Beispiel *Peronidella*, sind im obersten Rät häufig.

An den Klammalm-Häusern sind die höchsten Rätkalke als Angulodiscus-Kalke mit Lamellibranchiaten ausgebildet, 500 m nördlich der Klammalm als Thecosmilien-Gastropoden-Kalke.

Die großwüchsigen, dickschaligen und verzierten Gastropoden gehören den Pleurotomariidae und Murchisoniidae an, zum Beispiel

Sisenna cf. *turbinata* Hörnes
Vistilia cf. *dittmari* Koken

Zuweilen sind die obersten Rätkalke aus gelben Schillkalken, Oolithen, Thamnasterien-Kalken und Hydrozoen/Pharetronen-Kalken aufgebaut.

Im ganzen gesehen zeigen die Rätkalke einen raschen horizontalen und vertikalen Wechsel von kalkpelitischen Gesteinen, Kalkareniten, Spatkalken und Oolithen, meist mit hohem Anteil an biogenen Resten.

Zusammenfassende Faunenliste der Oberrät-Kalke:

Spongea	Inocoa div. gen. et sp.
Cnidaria	*Thamnasteria rectilamellosa* (Winkler) *„Thecosmilia clathrata* Emmrich"

	Thecosmilia div. sp.
	Astraeomorpha crassisepta Reuss
	Isastrea sp.
	Stromatomorpha stylifera Frech
	Lamellata wähneri Flügel & Sy
Vermes	„*Serpula*“ sp.
Brachiopoda	*Terebratula (Rhaetina) gregaria* Suess
	Terebratula pyriformis Suess
	Terebratula punctata Bittner
	Terebratula rhaetica Zugmayer
	Terebratula gregariaeformis Zugmayer
	Terebratula — Jugendformen
	Spirigera cf. *wissmanni* Münster
	Waldheimia norica Suess
	Rhynchonella fissicostata Suess
	Cyrtina uncinata Schafhäutl
	Spiriferina kössenensis Zugmayer
Lamellibranchiata	div. gen. et sp. indet. (Hauptmasse)
	Cardita div. sp.
	Megalodon sp.
	Rhaetavicula contorta (Portlock)
	Chlamys div. sp.
Gastropoda	div. gen. et sp. indet.
	Sisenna cf. *turbinata* Hörnes
	Vistilia cf. *dittmari* Koken
	Trochus (Tectus) sp. sp.
Echinodermata	*Cidaris*-Stacheln
	Holothurien-Skelettelemente
	Crinoiden-Stielglieder
Dasycladaceae	gen. et sp. indet. (abgerollter Schutt)
	Griphoporella curvata Gümbel
Rhodophyceae	*Solenopora* sp.
	Thaumatoporella parvovesiculifera (Raineri)
Codiaceae	gen. et sp. indet.
	Lithocodium sp.
Cyanophyceae (?)	Sphaerocodien
	Krusten

Zur Ökologie: Riffkalke mit überwiegend biogener Anlagerung sind sehr selten. Riffschutt-Gesteine und Oolithe, in mehr oder weniger bewegtem Wasser entstanden, nehmen den Hauptteil der rätischen Gesteine ein, und zwar in rascher horizontaler und vertikaler Variabilität. Die Untersuchungen sprechen für ein flaches, reliefreiches Meer mit „Riff-Klima“, in dem jedoch die Erbauer von Riffen selten den Vorzug ruhigen Wassers genießen und ein kontinuierliches Riff erstellen konnten. Vielmehr wurden die immer wieder fußfassenden Cnidarier, Schwämme und Kalkalgen und ihre Bauten von Stürmen heimgesucht, die regelrechte Schutthaufen hinterließen. Der Schutt wurde verfrachtet, sortiert und weiter aufgearbeitet, wie diese Verhältnisse auch heute in Riffgebieten zu beobachten

sind. Einschwemmungen von Ton und gelegentlich „Terra rossa" verursachten im untersten und obersten Teil der Kalkfolge Varianten, die nach Doben (1959, S. 9) und Franz (1966) in Riffkanälen entstanden.

4. Jura

Ablagerungen des Jura treten im südlichen Teil des Aufnahmegebietes auf, vor allem im Inneren der Klammalm-Mulden, welche die nördlichen Teilmulden des Synklinorium darstellen. Südlich davon nehmen Jura-Ablagerungen dann größere Flächen ein. Weiter sind innerhalb des Streifens der tiefen Oberkreide einige kleinere Vorkommen eingeschuppt („Adnether" sowie Kieselkalke).

Morphologisch machen sich die Jura-Schichten durch weiche Bergformen bemerkbar. Der Kieselkalk bedingt hin und wieder kleine Felswände und Versteilungen. Die Vegetation ist üppig; an nicht zu sonnigen Hängen des Kieselkalkes sind Adlerfarn-Wälder *(Pteridium aquilinum,* SiO_2-liebend) besonders auffallend.

Über den verschieden ausgebildeten rätischen Grenzschichten folgt großenteils, wenn auch häufig nur in Spuren zu erkennen, mit ungefähr gleichbleibender Mächtigkeit von 8—12 m, ein ziegelbraunroter, Cephalopoden führender Knollenflaserkalk („Adnether-Fazies"). In den obersten Lagen geht die Farbe ziemlich regelmäßig in pastellrot, -grün und weißlichgrau über. Häufig sind syngenetische Aufarbeitungen, sog. Resedimente. Dazu sind Subsolutionserscheinungen (Kalkauflösung auf den Oberseiten von Schichtflächen und Ammoniten) bezeichnend.

Dünnschliff-Beschreibung: Die kalkpelitische Grundmasse enthält hämatitisches Pigment, das diffus und wolkig verteilt sowie in Schlieren angereichert sein kann. Auch tritt es als Vererzungsmittel von Echinodermenresten und Foraminiferen auf, die neben zartschaligen Lamellibranchiaten als biogene Komponenten vorhanden sind. An Foraminiferen waren zu bestimmen

Lagena bicamerata Jones
Nodosaria metensis Terquem
Pseudonodosaria cf. *vulgata (*Bornemann)
Lenticulina (Lenticulina) sphaerica Kübler & Zwingli
Lenticulina (Astacalus) simplex Kübler & Zwingli
Marginulina spinata Terquem
Vaginulina aff. *elegans* Kübler & Zwingli
Frondicularia globulosa Kübler & Zwingli

Frondicularia woodwardi Howchin wurde gegenüber dem weit verbreiteten und häufigen Auftreten im Rät hier überhaupt nicht mehr angetroffen.

An Makrofossilien lieferten die Aufschlüsse direkt an den Klammalm-Häusern (0835/827):

Glossothyris aspisa (Meneghini)
Lobothyris punctata (Sowerby)
Rhynchonella sp.
Plagiostoma conrathi Wähner
Nannobelus sp.
Nautilus striatus Sowerby

Juraphyllites cf. *nardii* (Meneghini)
Ectocentrites petersi Hauer
Peltolytoceras aff. *giordanii* (Bon.)
Arnioceras sp.
Arnioceras mendax Fucini
Oxynoticeras virgatum Pia
Promicroceras cf. *planicosta* Spath
Deroceras perisphinctoides Fucini

Oxynoticeras virgatum stammt aus den obersten, bereits ausgebleichten Bänken.

Hasemann (1929, S. 16) berichtet dazu über Funde von

Arietites raricostatus Ziet.
Arnioceras ceratitoides (Quenstedt)
Coroniceras rotiforme (Sowerby)

Im Bereich der Klammalm Nord (0845/8295, 250 m nördlich der Klammalm-Häuser) wurden gefunden

Coroniceras rotiforme (Sowerby)
Paltechioceras dignatum (T. & W.)
Oxynoticeras sp.

Ein im Kreidestreifen (unterhalb der Beiwand, Höhe 970 m) eingeschupptes kleines Vorkommen lieferte

Hastites clavatus (Schlotheim)
Tropidoceras masseanum (d'Orbigny)

Nach Osswald (S. 219) entspricht der untere Knollenflaserkalk der Angulaten-Zone und eventuell noch einem Teil der Arieten-Schichten. Leider finden sich keine Fossilangaben. Die Angulaten-Zone konnte nicht aufgefunden werden. Wie aus den Fossilfunden zu ersehen, erfolgte die Knollenflaserkalk-Sedimentation mindestens seit dem Unteren Sinemurien (Einteilung siehe Dean, Donovan, Howarth 1961) und der Zone des *Arietites bucklandi*.

An der Klammalm führen die oberen „Rät-Kalke" *Angulodiscus communis*, im Norden der Klammalm-Mulde „*Thecosmilia clathrata*". Die beiden Fossilien werden von verschiedenen Autoren als Rättypen, „*Thecosmilia clathrata*" sogar als Leitfossil betrachtet. Sollte das zutreffen, könnte man eine Schichtlücke zwischen Rät und Unterem Sinemurien (Lias α_3) annehmen. Diese Einschätzung ist jedoch sehr gewagt. „*Thecosmilia clathrata* Emmrich" repräsentiert eine Sammelart; zudem ist das Ausklingen ihrer Verbreitung im oberen Rät bzw. im Grenzbereich Rät-Jura zu ungenügend bekannt. Da im obersten „Rät" keine sicheren Leitfossilien gefunden wurden, ist somit nach den heutigen Kenntnissen nicht zu entscheiden, ob die „Rät"-Sedimentation auch im Hettangien (Lias α_1 und α_2) erfolgte oder eine Schichtlücke vorliegt. Die „Jura"-Sedimentation erfolgt jedenfalls ohne erkennbare Winkeldiskordanz über dem „Rät".

Im östlichen Teil der Klammalm-Mulde reicht der Knollenflaserkalk bis in das Obere Sinemurien, wie *Oxynoticeras* (im Süden) und *Paltechioceras* (im Norden) erkennen lassen. Im Unteren Pliensbachien folgt dann Kieselkalk. Weiter im Nordwesten ist noch Unteres Pliensbachien mit *Tropidoceras* (Schuppenvorkom-

men, zweifellos mit der Klammalm-Mulde in sedimentärer Beziehung) als „Adnetherkalk" entwickelt.

Im westlichen Teil der südwestlichen kleinen Mulde (vergl. S. 406, Profil d) folgen über dem Rät (nach 15—20 m Schutt) 4—6 m Fleckenkalke. Neben dem durch die Mulde führenden Holzweg sind sie in einzelnen Brocken zu erkennen. Das Gestein ist dünnbankig, hell- bis mittelgrau und mit länglichen dunklen Flecken versehen. Diese sind nach ALBRECHT (1953) gyttja-ähnliche Faulschlammbildungen, die sich in Grabröhren von Würmern gebildet haben. Zu beobachten sind ferner Rostflecken (von Pyrit herrührend) und gelegentlich grauschwarze Hornsteinknollen. An Fossilien fanden sich

Inoceramus sp.
Inoceramus cf. *falgeri* MERIAN
Phylloceras sp.
Calliphylloceras sp.
Microderoceras bispinatum GEYER

Microderoceras kommt hauptsächlich im Ober-Sinemurien vor.

Über den Fleckenkalken folgen ca. 2 m hellere, pastellgraue, harte Kieselkalke mit bräunlich-grauen Hornsteinschlieren, die ohne scharfe Grenze in das umgebende Gestein übergehen. Die geringmächtige Folge lieferte lediglich einige zusammengeschwemmte Exemplare von

Passalotheuthis apicicurvata (BLAINVILLE),

einen Hinweis auf Unteres Pliensbachien.

300 m östlich der Flecken- und Kieselkalke (Profil c u. d, S. 406) folgen über den unteren Knollenflaserkalken einige Meter (genaue Mächtigkeit unbekannt, da nur auswitternder Schutt) hellgraue Kalke, die selten kleine dunkle Flekken besitzen und etwas härter als die Fleckenkalke sind. Fossilien sind mit Limonit überzogen:

Juraphyllites lunensis (DE STEFAN)
Microderoceras aff. *birchi* SOWERBY

Letzterer gibt einen Hinweis auf oberes Unter-Sinemurien (Unterzone des *Microderoceras birchi).*

Das Hangende der Flecken- und Kieselkalke bilden grünliche, blaßrote und düster braunrote Knollenflaserkalke (4 m) mit leichtem Stich ins Violette. Die Farben sind unregelmäßig fleckig verteilt und weisen auf sehr variable Oxydations- und Reduktionsverhältnisse auf engem Raum hin. An Fossilien waren zu gewinnen

Passalotheuthis paxillosa SCHLOTHEIM
Lytoceras sp.
Protogrammoceras normannianum (D'ORBIGNY)

Die Gattung *Protogrammoceras* hat ihre Hauptverbreitung im Oberpliensbachien. *Passalotheuthis paxillosa* weist ebenfalls auf höheren Mittellias.

Überblick über die Ablagerungen des tieferen Jura:

In der Klammalm-Hauptmulde und der südöstlich anschließenden kleinen Mulde enden die unteren Knollenflaserkalke („Adnether") teils mit dem Oberen Sinemurien, teils konnten sie bis in das Untere Pliensbachien verfolgt werden (im Norden). Ohne Zwischenschaltung anderer Gesteine werden sie von den höheren Kieselkalken überlagert.

In der südwestlichen kleinen Mulde, welche positionsmäßig dem Hauptteil des Synklinorium am nächsten kommt, reichen sie dagegen höchstens noch bis ins Untere Sinemurien, worauf hellgraue Kalke, Fleckenkalke im Oberen Sinemurien, Kieselkalke und obere bunte Knollenflaserkalke bis in das Obere Pliensbachien sedimentiert wurden. Darüber folgen dann wieder Kieselkalke als Rest der Muldenfüllung. Nach Fabricius (1960, S. 148) gehören die roten Lias-Kalke einem Bereich mit sehr langsamer Sedimentation und Absenkung an, in dem O_2-haltiges, oxydierendes Meerwasser gute Einwirkungsmöglichkeiten hatte. Die grauen Fleckenkalke seien in schlecht durchlüfteten Zonen schnellerer Absenkung = rascherer Sedimentation entstanden. Unterschiedliche Tiefen sollen weniger maßgeblich gewesen sein. Nach Jacobshagen (1965, S. 75) hingegen hing die schlechte Durchlüftung des Bodenwassers nicht von der Sedimentationsgeschwindigkeit ab, sondern von mangelnder Wasserbewegung. Die Verhältnisse der Graukalkbildung herrschten hier jedenfalls nur kurzfristig. Die physikalisch-bionomischen Ablagerungsbedingungen wechselten vertikal und horizontal relativ rasch. Südlich des Kartengebietes, im Zentralteil des Synklinorium werden Fleckenkalke bis zu 100 m mächtig (Hasemann, 1929, S. 17). Von Norden nach Süden fortschreitend wurde die Sedimentation der Rotkalke immer früher beendet. An ihre Stelle treten die beschriebenen verschiedenartigen Kalke und im anschließenden Zentralteil des Synklinoriums die Fleckenkalke. Das Synklinorium stellt wohl eine Hauptsenkungszone des Jura-Meeres der heutigen Kalkalpen dar.

Profile im Grenzbereich Rät-Jura

a) Klammalm-Häuser (0835/827)
„Rät": gebankte, helle Kalke mit *Angulodiscus communis* Kristan
Jura: 8 m rote Knollenkalke, die obersten 1,5 m ausbleichend (Unt.-Ob. Sinemurien)

b) Klammalm-Nord (250 m nördlich der Klammalm-Häuser)
„Rät": helle Kalke mit *„Thecosmilia clathrata"* (Thecosmilien-Gastropoden-Kalke);
Jura: rote Knollenflaserkalke (bis Ob. Sinemurien).

c) Südwestl. Mulde Mitte
„Rät": a) helle Kalke mit Thecosmilien
b) gelbe Kalke mit Lamellibranchiaten und Brachiopoden
Jura: c) 6—8 m rote Knollenflaserkalke
d) ca. 5 m graue Kalke (Oberes Unter-Sinemurien).

d) Südwestl. Mulde West
„Rät": helle Kalke
Jura: nach 15 m Schutt
a) einige m grauer Fleckenkalk (Ob. Sinemurien);
b) 2 m grau-beiger Kieselkalk mit Hornsteinen.

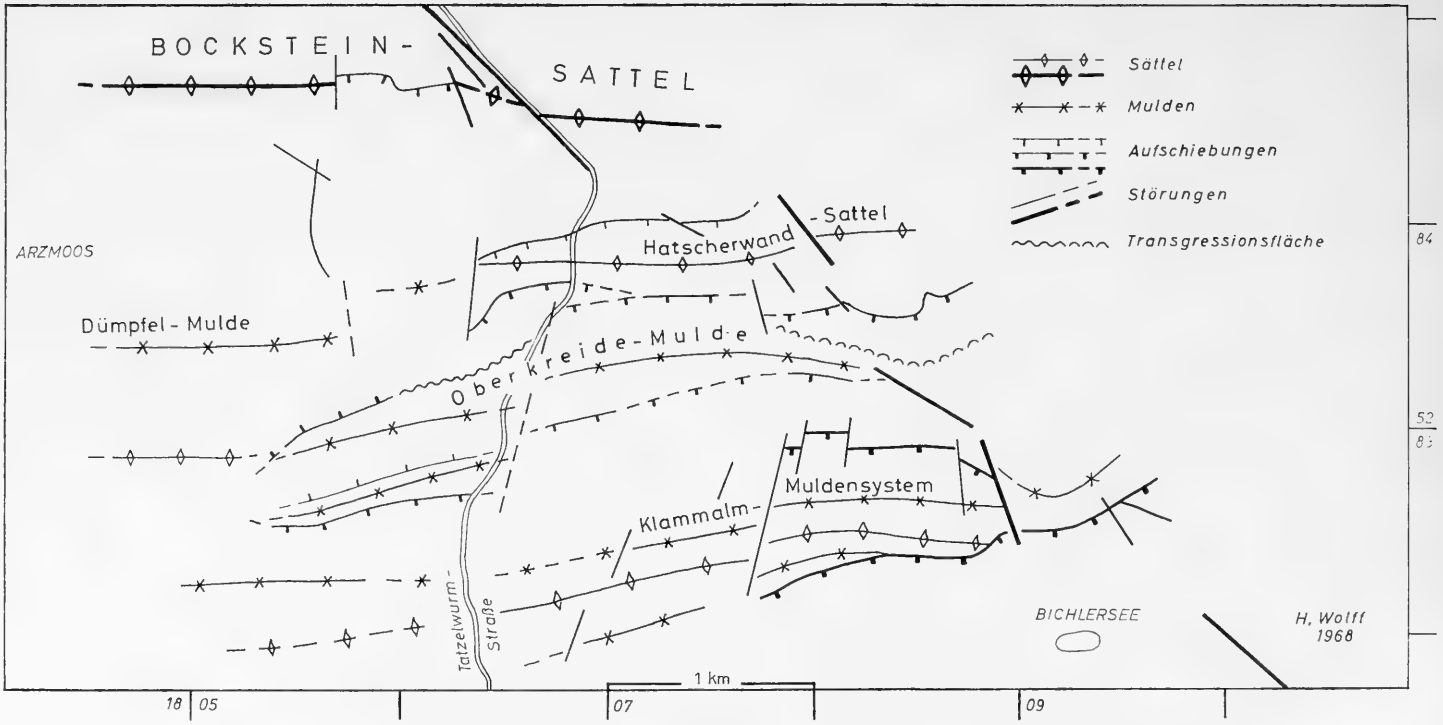


Abb. 3: Tektonische Übersichts-Skizze des östlichen Wendelstein-Gebietes zwischen Arzmoos und Bichler-See.

Höhere Kieselkalke: Das Hangende des verschieden ausgebildeten unteren und mittleren Lias bilden allgemein graue Kieselkalke mit Hornsteinen. Im unteren Teil, wie z. B. an der Klammalm sind sie plattig bis dünnbankig, zuweilen mm-rhytmiert und haben glatte Schichtoberflächen. Die Grundmasse ist grauer harter, eckig und muschelig brechender Kieselkalk. Eingelagert sind bandförmige bis schlierige schwarze Hornsteinlagen. Nach oben zu wird die Bankung gröber, und die braunschwarzen Hornsteine nehmen unregelmäßige Formen an. In den oberen Teilen können sich auch blaßrosafarbene Kieselkalke mit braunen Hornsteinbutzen und -linsen einstellen. Ein Schuppenvorkommen im Kreidestreifen enthält „adnetherrote" Kieselkalke mit rotbraunen Hornsteinlagen. Als Linsen treten spätige Kieselkalke mit Echinodermenfragmenten auf.

Die pelitische Grundmasse der Kieselkalke enthält als biogene Komponenten massenhaft angehäufte Spongiennadeln. Dazu kommen einige Echinodermenreste, Ostracoden und Foraminiferen wie Ophthalmidien, *Vaginulina* sp. und *Involutina* cf. *liasina* Jones. Pseudooidische Schlammkugeln aus dichterem Pelit sind ebenfalls beobachtbar.

Feinstratigraphisch auswertbare Fossilien wurden nicht gefunden. Aus der Einschaltung von Lias-„Schiefern" mit *Harpoceras lythense* und *Posidonia bronni* innerhalb der Kieselhornsteinkalke südlich des Aufnahmegebietes (Hasemann, S. 20) sowie den Mächtigkeits- und Altersverhältnissen anderer Gebiete (zum Beispiel D. Müller 1965 Mskr., Chiemgau) ist jedoch anzunehmen, daß der Kieselkalk neben dem mittleren und oberen Lias auch einen Teil des Doggers vertritt. Die Gesamt-Mächtigkeit beträgt in der Klammalm-Hauptmulde bis zu 150 m.

Bezüglich der Tiefen Oberkreide konnten Unterlagen beigebracht werden, aufgrund derer die Fenstertheorie des Kreidestreifens (Osswald) nicht mehr zu halten ist. Näheres in Wolff 1968 a.

III. Tektonik

Der Bau des Gebietes läßt sich von Nord nach Süd in drei unterschiedliche Zonen gliedern, einen nördlichen, mittleren und einen südlichen Teil.

Nordteil. Der im Anschluß an die Große Wendelstein-Mulde vorhandene Sattel, der südlich des Wendelstein-Gipfels als „Bockstein-Sattel" bekannt wurde, erfährt gegen Osten zu eine Depression, so daß sein Wettersteinkalk-Anteil im Förchenbach-Gebiet unter jüngere Gesteine eintaucht. Gegen das Inntal zu treten diese immer stärker hervor. Eine besondere Ursache hierfür sind zahlreiche Störungen, die bereits Schlosser (1909) als zum Inntal abfallende Staffelbrüche erkannte.

Vom Förchenbach bis 1,5 km westlich davon ist Wettersteinkalk tektonisch unterdrückt. An dessen Stelle liegen Raibler Kalke mit mäßig steil südfallender Störung auf Hauptdolomit (Abb. 2, Profil 4). Zutage tritt Wettersteinkalk wieder am Förchenbach, wo starke Störungen (s = 140°) durchziehen, in deren Verlauf bachabwärts noch einige Wettersteinkalk-Linsen aneinandergereiht sind.

Auf den oberen Wettersteinkalk folgen Raibler Schichten in einer Ausbildung, wie sie auch andernorts am Nordrand des „Hochbajuvaricum" ausgebildet sind. Darüber liegt normal Hauptdolomit. Die Grenzflächen Wettersteinkalk/Raibler Schiefertone und Schiefertone/Raibler Dolomite wirkten mechanisch als Inhomogenitätsflächen, so daß der Raibler Streifen als Störungszone erscheint, wie es auch sonst häufig der Fall ist. Osswald hat eine Störung zwischen Raibler Kalken und dem Hauptdolomit als Grenze seiner „Schuppen IV" und „VIa" gezeichnet. Wo in der Einbruchszone der Hauptdolomit tektonisch von Raibler Kalken überlagert wird, wurde jedoch keine Störung dargestellt. Die „Schuppe VIa" soll um über 1000 m gegenüber „Schuppe IV" abgesunken sein. Die jetzt als Raibler Dolomite erkannten Gesteine deutete Osswald als Hauptdolomit der „Schuppe IV". Vor allem weil die Gesteinsglieder in kontinuierlicher Abfolge vorhanden sind, ist für eine Annahme zweier tektonischer Einheiten von Schuppenrang kein Grund vorhanden.

Auf die Raibler Schichten folgen Hauptdolomit, Plattenkalk und Rät. Im westlichen Teil bilden die beiden letzteren eine einfache westost streichende Mulde (Dümpfel-Mulde) mit Kössener Schichten im Kern (Abb. 2, Profil 1). Im mittleren Teil stehen, gegen die Mulde von einer Störung begrenzt, Rätkalke an und ziehen als Sattel, in dessen Kern Hauptdolomit auftaucht, über das Rehleitenholz zur Hatscherwand (Hatscherwand-Sattel, Abb. 2, Profile 5—7). Osswald stellte die Hatscherwand zur „Schuppe IV", den Förchenbach-Bereich hingegen zur „Schuppe VIa". Die tektonische Trennfuge dieser beiden Schuppen bildet nach Osswald eine große, etwa 130° streichende Störung. „Schuppe VIa" soll entlang dieser Störung neben die „Schuppe IV" unter tektonischer Überwältigung von „Schuppe V" eingeschoben worden sein. Störungen, auf die Bezug genommen werden kann, sind zweifellos im Hatscherwand-Bereich ausgebildet (130°—150°/80 W, 90, 80 O); an einigen sind nahezu horizontale Striemen zu beobachten. Faziell gesehen (Wolff 1967) bilden aber die Förchenbach-Rätkalke eindeutig die Fortsetzung von denen der Hatscherwand. Und nach der Morphologie zu urteilen, sinken sie staffelbruchartig bis zu 400 m in das Förchenbachtal ein. Gemäß der Lage des Räts beiderseits der „Wildbarren-Störung" kommt nur eine geringfügige Horizontal-Verschiebung in Betracht.

Wie am Förchenbach (Abb. 2, Profil 5) liegt auch an der Hatscherwand (Abb. 2, Profil 7) dem Rät mit steil südfallender Störungsfläche Hauptdolomit auf. Rät- und Hauptdolomit fallen gleichsinnig steil nach Süden ein.

Während diese Störung im Förchenbachtal von Osswald nicht dargestellt wurde, bekam sie an der Hatscherwand den Rang einer Schuppentrennfuge, wieder von „Schuppe IV" und „VIa", wobei letztere wieder nach dem Aufschub um über 1000 m eingesunken sein soll.

Im Westen des Gebietes ist die Störung nicht weiter vorhanden; hier liegt die erwähnte einfache Mulde mit Kössener Schichten im Kern vor. Im Osten ist sie nur bis zum Inntal verfolgbar (Spengler 1956). Es kommt ihr also keine regionale Bedeutung zu.

Für die Grenzen der Schuppen „IV", „VIa" und „VIb" im Arzmoos- und Auerbachtal sehe ich ebenfalls keine Anhaltspunkte, da die Plattenkalkfolge der „Schuppe IV" rasch gegen die dolomitischen Gesteine der Schuppen „VIa" und „VIb" auskeilt. W. Müller (1966 Mskr.) sah sich ebenfalls nicht veranlaßt, eine Schuppengrenze „IV/VIb" auf seiner geolog. Karte (1:5000) im Nachbargebiet einzutragen.

Mittelteil. Der Mittelteil wird vom Streifen der tiefen Oberkreide eingenommen. Dessen Fenstertheorie und Überschiebung durch die „Schuppe VIa" wird in einer gesonderten Arbeit (Wolff 1968 a) widerlegt. Die transgressiven Kreide-Sedimente liegen heute als teilweise stark gestörte Mulde vor.

Südteil. Im Anschluß an den Kreide-Streifen findet sich ein verhältnismäßig einfacher nordvergenter, etwa 80° streichender Faltenbau (Spannweiten bis zu 300 m). Von Nord nach Süd folgen aufeinander die Große Klammalm-Mulde (Rät, Jura), ein Sattel aus Kössener Schichten und Plattenkalk, sowie zwei kleinere Mulden (Rät, Jura). Dieses Falten-System ist gegenüber dem Kreide-Streifen herausgehoben und diesem von West nach Ost zunehmend aufgeschoben (100—200 m). Im Osten wird das ganze Muldensystem durch die Wildbarrenstörung abgeschnitten.

An die Mulden schließt ein größeres Hauptdolomit- und Plattenkalk-Gebiet („Schuppe VI") an. Die südwestliche Mulde zeigt noch eine normale Folge von Hauptdolomit/Plattenkalk und Rät als Südflügel. Im Verlauf der östlich anschließenden kleinen Mulde wird deren Rät und Jura jedoch nach Osten zu in fortschreitendem Maße vom Hauptdolomit überschoben. Östlich der Klammalm wird die Mulde dann ganz unterdrückt (Überschiebung etwa 200 m).

Die „Wildbarren-Störung". Wie bereits erwähnt, sind starke Störungen von 130°—150° Streichen im Wettersteinkalk-Einbruchsgebiet, an der Hatscherwand und am Westhang des Wildbarren (östlich Bichlersee) ausgeprägt. Sie liegen in einer Linie und stellen eine Störungszone dar, die „Wildbarren-Störung" (Osswald), in deren Verlauf Brüche, Abschiebungen und Horizontalverschiebungen bevorzugt erfolgten. Es ist zu vermuten, daß auch die starke Einengung des östlichen Teiles der Kreide-Mulde, sowie der nach Ost fortschreitende Nordschub der Klammalm-Mulde und des anschließenden Hauptdolomit-Gebietes damit in Zusammenhang steht. Dieser „Wildbarren-Störung" ist somit eine besondere tektonische Ausgestaltung des Gebietes zuzuschreiben. Im einzelnen ist der Bewegungsablauf jedoch gänzlich unbekannt; es wäre von Interesse, ihn mittels kleintektonischer Untersuchungen zu klären. Nach der tektonischen Übersichtskarte Osswald's sind einige weitere vergleichbare Störungszonen zwischen Traithen-Sudelfeld und dem Inntal ausgebildet.

Kurz betrachtet ergibt sich für die „gebundene" Tektonik: Zwischen den das Gebiet begrenzenden Großstrukturen (Großer Muldenzug[4]), Synklinorium) befinden sich größere Falten, die in Spannweiten von 100 bis 500 m vertreten sind. Diese Falten kommen im Plattenkalk, Hauptdolomit sowie in den rätischen und jurassischen Kalken vor. Die

[4]) mit anschließendem Wettersteinkalk-Sattel (Bockstein-Sattel, s. Abb. 3)

Cenoman/Turon-Mulde gehört ebenfalls hierher. Im Streichen sind die Falten einige 100 m bis einige km verfolgbar. Kleinfalten sind gelegentlich im Hauptdolomit beobachtbar.

Die Achsen der größeren Falten liegen vorwiegend flach in ost-westlicher Richtung; die Achsen der Kleinfalten hingegen können auch steil eintauchen. Der Faltenbau weist im Kreidestreifen und dem Klammalm-Muldensystem Nordvergenz auf. Der Rät-Sattel an der Hatscherwand ist südvergent.

Nach Süden einfallende Aufschiebungen sind zum Beispiel die Aufschiebung des Hauptdolomits auf den Hatscherwand/Förchenbach-Rätzug, die der Klammalm-Mulden auf den Mittelteil und diejenigen des südlichen Hauptdolomit-Gebietes auf die Klammalm-Mulden. Untergeordnet sind auch nach Norden einfallende Aufschiebungen ausgebildet. Die Kreide-Gesteine wurden mit ihrem Untergrund lokal verschuppt. Tektonische Reduktionen erfuhren Raibler und Kössener Schichten. Die „Wildbarren-Störung" erwies sich als eine für den tektonischen Bau bedeutsame Struktur.

IV. Ergebnisse

1. Der obere Wettersteinkalk zeigt eine Normalfazies und die „Sonderfazies" Schneider's (1953). Im Gegensatz zur häufig zitierten Fossilarmut ist die Normalfazies relativ fossilreich. Dieser Befund wird durch die in diesem Gebiet geringe Intensität der diagenetischen Umkristallisation stark gefördert. Anthozoen und Kalkschwämme erwiesen sich im Gegensatz zu den zurücktretenden Dasycladaceen als biogene Hauptvertreter und Erbauer von kleinen Riffstotzen. In den Nördlichen Kalkalpen scheint dies ein regional gültiges Charakteristikum des oberen Wettersteinkalkes zu sein.

2. Die Raibler Schichten zeigen sich entgegen Osswald in der normalen Ausbildung der Nördlichen Kalkalpen (Normalprofil), woraus sich tektonische Konsequenzen ergeben. Insbesondere erwies sich der bei Osswald zur „Schuppe IV" gerechnete Hauptdolomit als Raibler Dolomit.

3. Das Rät des Förchenbach-Bereiches und das der Hatscherwand wurden gegenüber der Schuppentrennung Osswald's nach der Fazies als zusammengehörend erkannt. Die helle Fazies des südlichen Teiles ist eine Gesteinsfolge des Riff-Komplexes („Fazieszone Synklinorium"), woraus spezielle Faziesdifferenzierungen beschrieben wurden.

4. Die Gesteine des Jura wurden altersmäßig durchgegliedert. Lias α_{1-2} war nicht aufzufinden, weshalb auf die Problematik von Schichtausfall oder Sedimentation und Riffwachstum des „Rät" bis an die Basis des Lias α_3 hinzuweisen war. Nach Süden zu wird die rote Adnetherkalk-Sedimentation zeitlich immer früher durch Kieselkalke und Fleckenkalke abgelöst, was die Annäherung an den bereits jurassisch angelegten Trog des Synklinorium erkennen läßt. Fleckenkalke und obere Knollenflaserkalke wurden neu aufgefunden.

5. Die von Osswald postulierte Schuppentektonik (Schuppen IV, VIa, VIb, VI) erwies sich durch folgende Tatsachen als nicht gerechtfertigt:
1) die normale Abfolge von Wettersteinkalk, Raibler Schichten und Hauptdolomit,

2) die Zugehörigkeit des Räts am Förchenbach und an der Hatscherwand aufgrund der Fazies,
3) die Verzahnungen des Hauptdolomits mit dem Plattenkalk,
4) die transgressive Natur der Cenoman/Turon-Ablagerungen.

Die Schuppengrenzen haben nicht die ihnen zugedachte Bedeutung. Sie sind zum einen Teil örtliche Störungen und Aufschuppungen, ausgenommen die „Wildbarren-Störung", (der jedoch kein schuppentrennender Charakter zukommt). Zum anderen Teil sind sie materialbedingt (Raibler Schichten), und zum dritten gedankliche Konstruktionen aufgrund von lateralem Fazieswechsel (Hauptdolomit, Plattenkalk).

Im übrigen Wendelstein-Gebiet und der näheren Umgebung werden die bisher angenommenen Schuppen daraufhin mit modernen Methoden zu überprüfen sein, um hinsichtlich des internen kalkalpinen Baues ebenso wie der Fazies und Paläogeographie der einzelnen Schichtglieder noch mehr Klarheit zu gewinnen.

Schriftenverzeichnis

Albrecht, F., 1953: Das Synklinorium zwischen Isar und Schwarzenbach (Roß- und Buchstein-Gebiet bei Lenggries). — Geologica Bavarica **17**, 89—98, München

Broili, F., 1931: Kampenwand und Hochplatte. Ein Beitrag zur Geologie der Chiemgauer Berge. — N. Jb. Min. Beil. Bd. **37**, 391—445, 1 Prof., 1 geol. K., Stuttgart

Custodis, A. & P. Schmidt-Thomé, 1939: Geologie der bayerischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu. — N. Jb. Min. etc., Beil. Bd. **80**, Abt. B, 307—463, Stuttgart

Dean, W. T., Donovan, D. T. & M. K. Howarth, 1961: The Liassic Ammonite zones and subzones of the North-West European Province. — Bull. Brit. Museum vol. **4**, Nr. 10, 435—505, Taf. 63—75, London

Doben, K., 1959: Geologische Untersuchungen östlich Oberwössen (Blatt Reit im Winkel). — Diplomarb. Univ. München (Mskr.), 34 S., 2 Abb., 1 geol. Karte.

Fabricius, F. H., 1960: Sedimentation und Fazies des Rät und der Lias-Überdeckung in den Bayerisch-Tirolischen Kalkalpen. — Ungedr. Diss., 157 S., Tafelbeil., München

Fraas, E., 1890: Das Wendelstein-Gebiet. — Geogn. Jh. **3**, 35 S., 1 Karte, Kassel

Franz, U., 1966: Die Trias der Oberwössener Mulde (Chiemgauer Alpen). Ein Beitrag zur Stratigraphie und Fazieskunde der Nördlichen Kalkalpen. — 91 S., 3 Abb., 7 Taf., Diss. München

Füchtbauer, H. & H. Goldschmidt, 1966: Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite. — Geol. Rdsch. **55**, 29—41, Stuttgart

Ganss, O., 1967: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8240 Marquartstein. — Bayer. Geol. Landesamt, München

Gümbel, C. W., 1861: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — 950 S., 42 Taf., Gotha (Perthes)

Haber, G., 1934: Bau und Entstehung der bayerischen Alpen. — Deutsche Landeskunde Bd. **3**, München

Hasemann, W., 1929: Geologie des Brünnstein- und Traithengebietes in den oberbayerischen Alpen. — 45 S., 1 geol. Karte, München

Herbst, H. G., 1938: Das Alter der tektonischen Bewegungen in den bayer. Alpen. — Abh. Preuss. Geol. L.-A., N. F. **187**, 4—61, Berlin

Ingerson, E., 1962: Problems of the geochemistry of sedimentary corbonate rocks. — Geochimica et Cosmochimica Acta **26**, 815—847, New York

Jerz, H., 1966: Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). — Geologica Bavarica **56**, 5—100, 32 Abb., 2 Tab., 1 Taf., 5 Beil., München

Jacobshagen, J. H., 1961: Der Bau der südöstlichen Allgäuer Alpen. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh. **113**, 153—206, Stuttgart

Kockel, C. W., Richter, M. & H. G. Steinmann, 1931: Geologie der bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. — Wiss. Veröff. DÖAV **10**, Innsbruck

Müller, W., 1966: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Wendelstein-Gebiet: Wendelstein-Niederaudorfer Waldalpe. — Dipl.-Arb., Mskr., Univ. München

Osswald, K., 1928: Die Wendelsteingruppe. Abriß der stratigraphischen, tektonischen und morphologischen Geschichte. — Mitt. Geogr. Ges. München, Bd. **21**, 183—304, 1 geolog. Karte 1 : 25 000, Profiltaf., tekton. K., München

Osswald, K., 1951: Geologische Exkursion zum Wendelstein. — Geologica Bavarica **6**, 65—71, 1 geolog. Übersichtskarte, 1 Profiltaf., München

Ott, E., 1967: Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. — Bayer. Akad. Wiss. (Math.-naturw. Kl.), Abh., N. F. **131**, 95 S., 10 Taf., 9 Abb., 5 Tab., München

Richter, M., 1937: Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. — Deutscher Boden **5**, 1—179, 56 Abb., Berlin

Schlosser, M., 1909: Zur Geologie des Unterinntales. — Jb. Geol. R. A., Wien

Schmidt, H., 1935: Die bionomische Einteilung der fossilen Meeresböden. — Fortschr. d. Geol. u. Pal. **12**, H. 38, 154 S., Berlin

Schmitt, N., 1966: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Wendelsteingebiet: Breitenstein-Kotalpe. — Dipl.-Arb., Mskr., Univ. München

Schneider, H. J., 1953: Lagerstättenkundliche Untersuchungen am oberen Wettersteinkalk östlich der Loisach. — Diss., Mskr., Univ. München

Schneider, H. J., & F. Waldvogel, in W. Zacher, 1964: Eisenerze und Faziesdifferenzierung im oberen Wettersteinkalk. — In: Erl. z. geol. K. v. Bayern 1 : 25 000, Blatt 8430 Füssen, 101—123, Bayer. geol. Landesamt, München

Schuler, G., 1968: Lithofazielle, sedimentologische und paläo-geographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen). — Erlanger geolog. Abh. **71**, 60 S., 4 Taf., 18 Abb., Erlangen

Seyed-Emami, K., 1962: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Heuberg-Gebiet. Dipl.-Arb., Mskr., Univ. München

Spengler, E., 1956: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der nördlichen Kalkalpen. II. Teil: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen. — Jb. geol. Bundesanst. **99**, 1—75, 1 Abb., 1 Taf., Wien

Taupitz, K. C., 1954: Die Blei-, Zink- und Schwefelerzlagerstätten der nördlichen Kalkalpen westlich der Loisach. — Diss. Bergakad. Clausthal

Waldvogel, F., 1964: Eisenerzführung und spezielle Faziesentwicklung des oberen Wettersteinkalkes im westlichen Ammergebirge. — Dipl.-Arb., Mskr., Univ. München

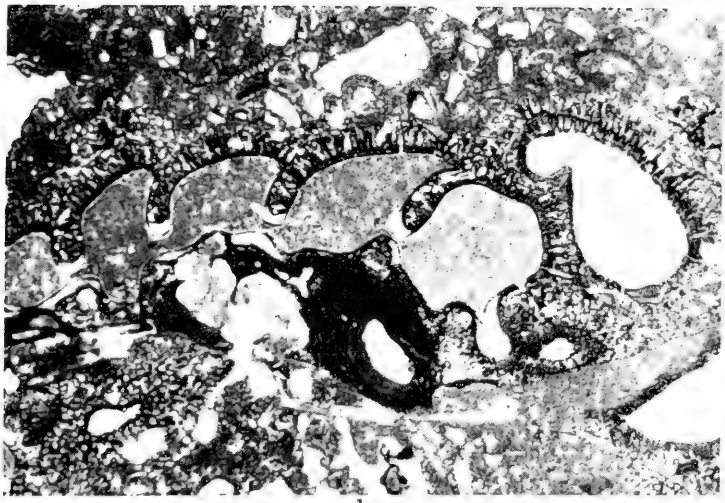
Wrobel, J. P., 1966: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Wendelstein-Gebiet: Wendelstein-Hochsalwand. — Dipl.-Arb., Mskr., Univ. München

Wolff, H., 1967: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Wendelstein-Gebiet: Arzmoos-Bichlersee. — Dipl.-Arb., Mskr., Univ. München

Wolff, H., 1967: Zur Rät-Fazies des östlichen Wendelstein-Gebietes (Bayerische Alpen). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. **7**, 227—243, 1 Taf., München

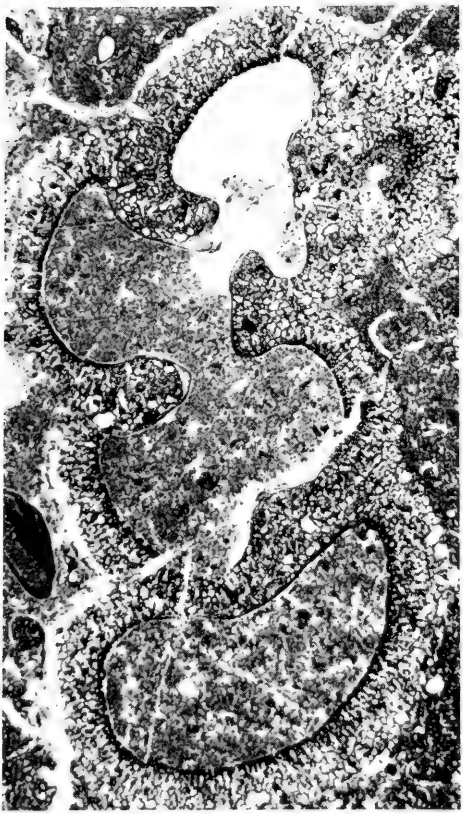
Wolff, H., 1968 a: Die tiefe Oberkreide (Cenoman — Turon) von Regau im östlichen Wendelstein-Gebiet (Bayerische Alpen). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. **8**, 309—322, München

Zacher, W., 1965: Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8430, Füssen, 151 S., Bayer. Geol. Landesamt, München

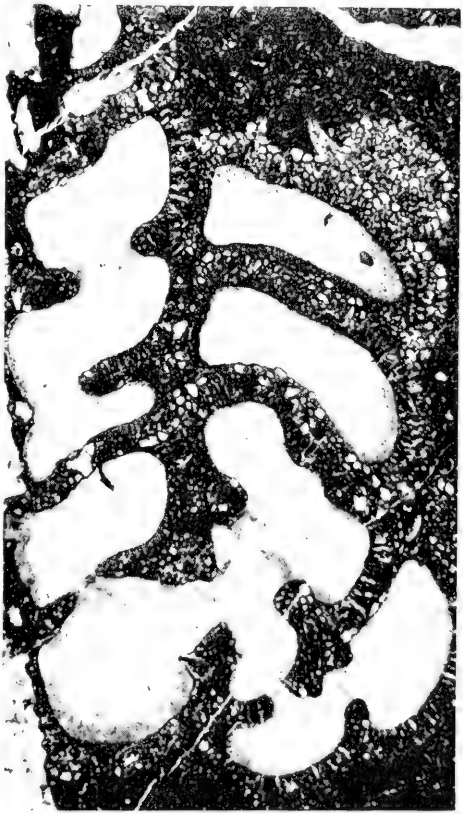


1

2

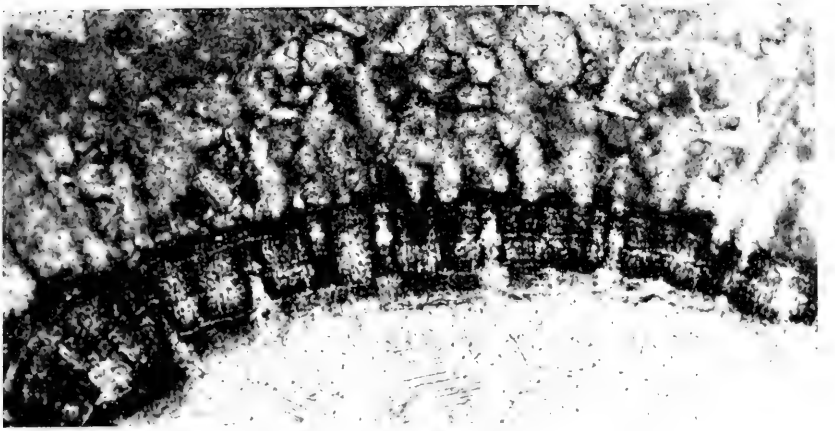


3

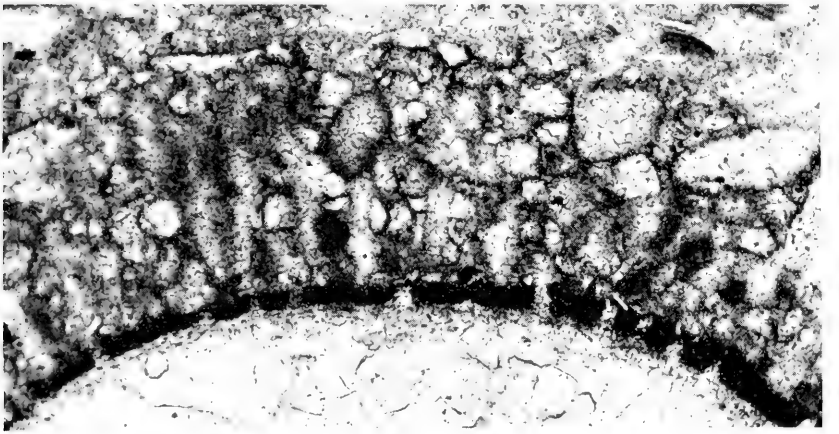


4

Tafel 1



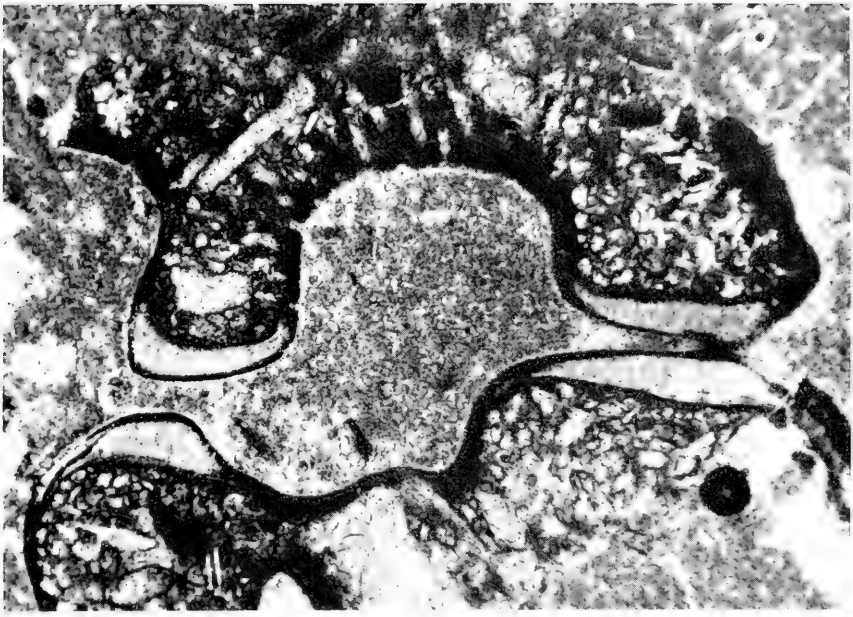
1



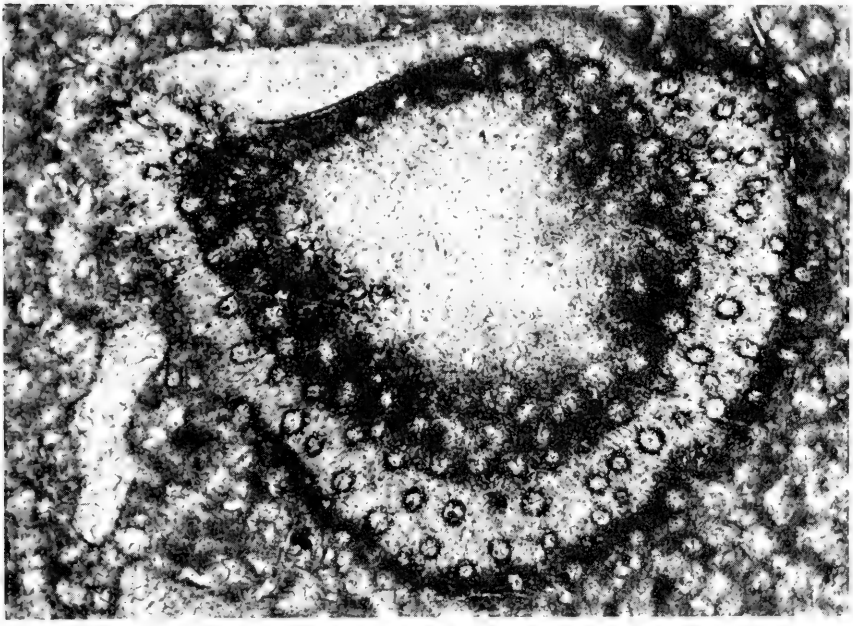
2

3

Tafel 2



1

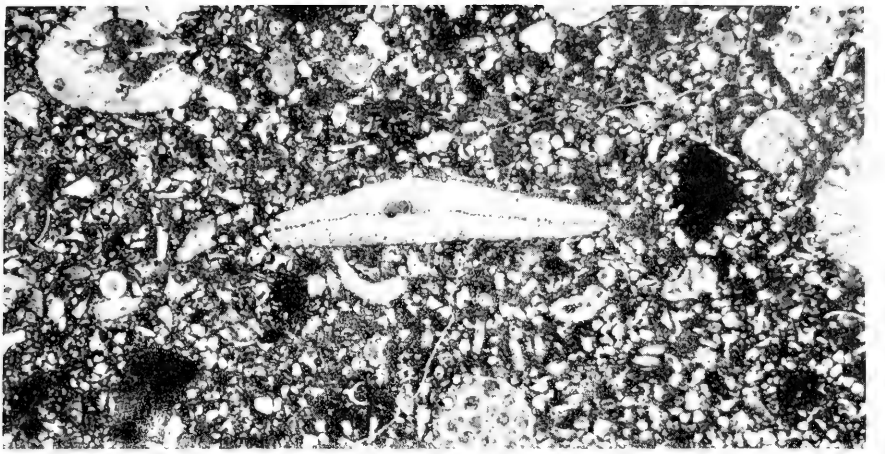


2

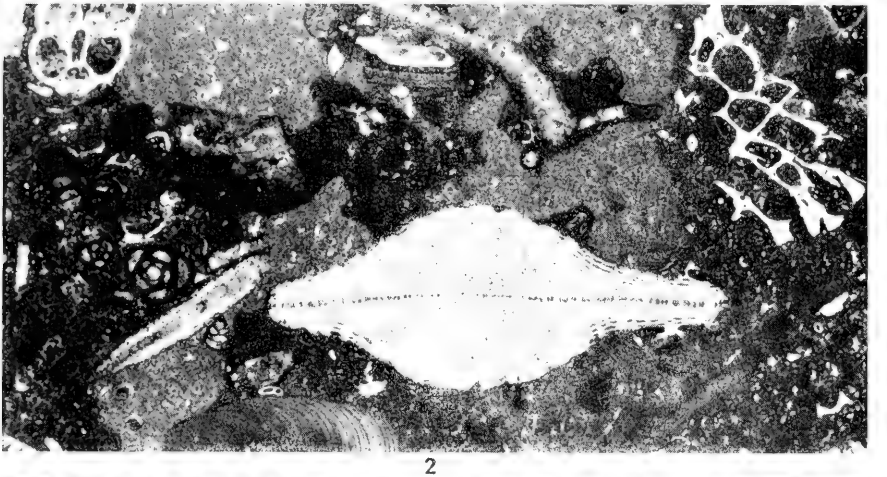
1

2

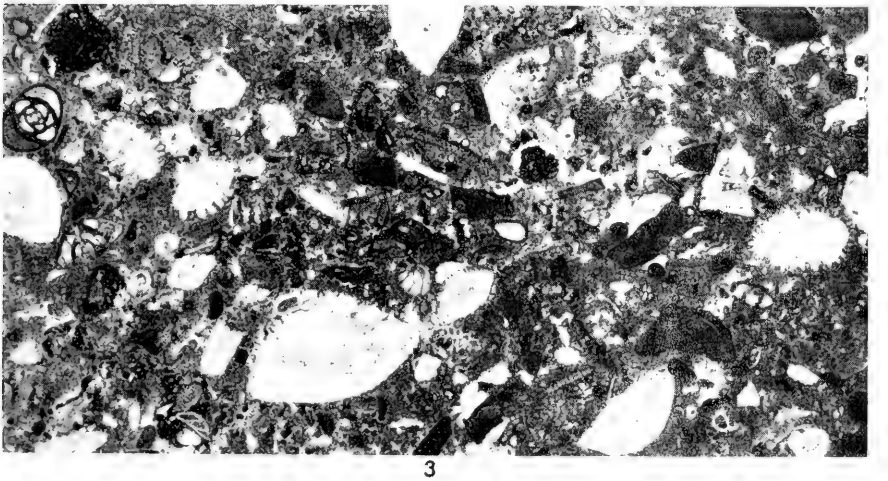
3



1

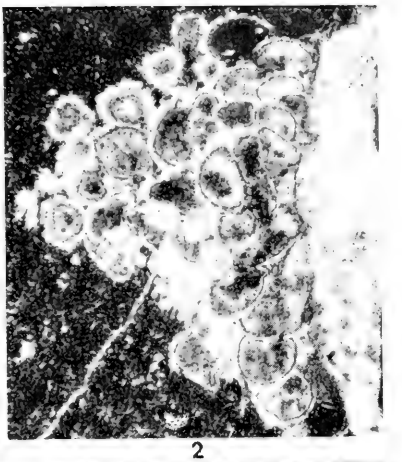


2

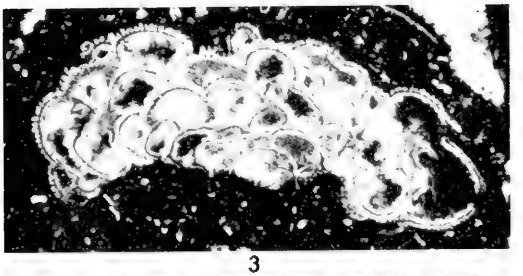


3

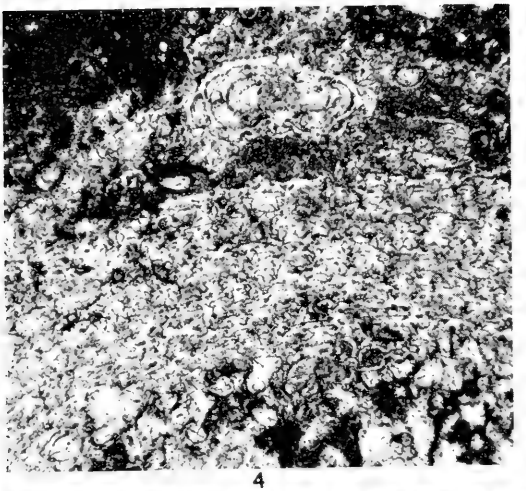
1



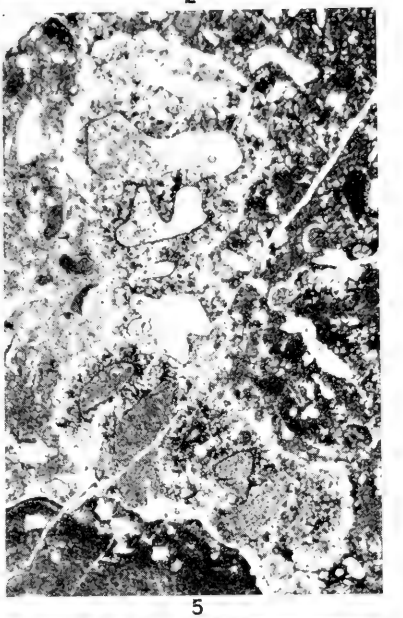
2



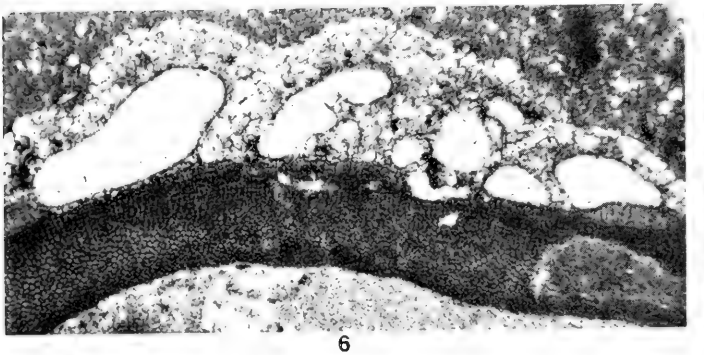
3



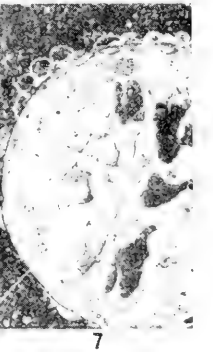
4



5

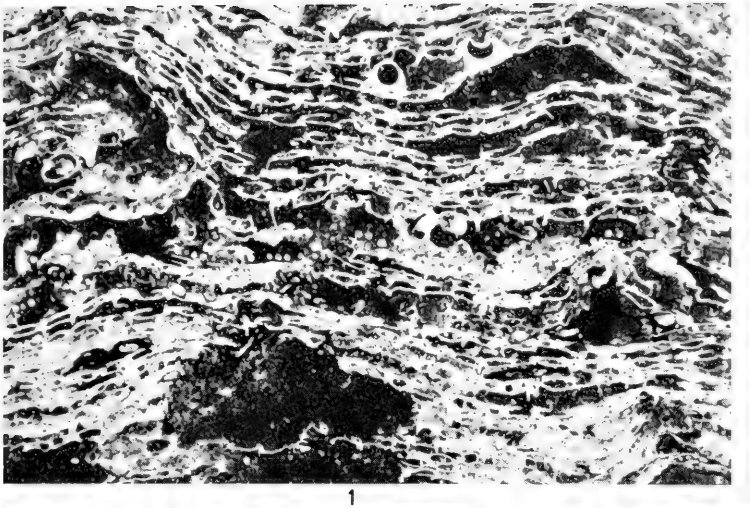


6

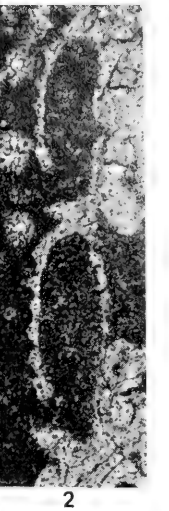


7

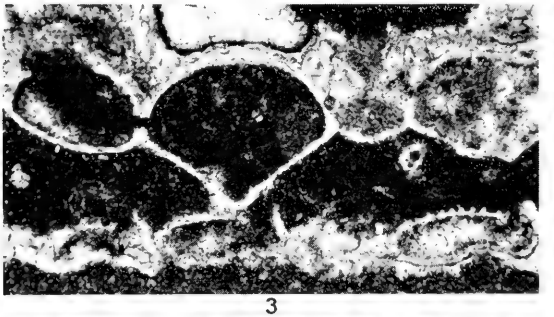
Tafel 6



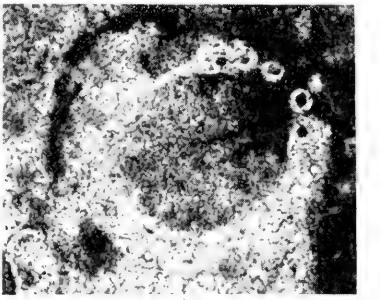
1



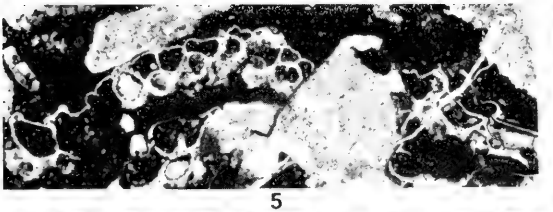
2



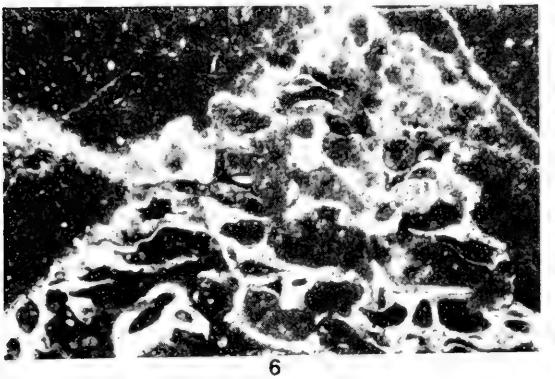
3



4



5



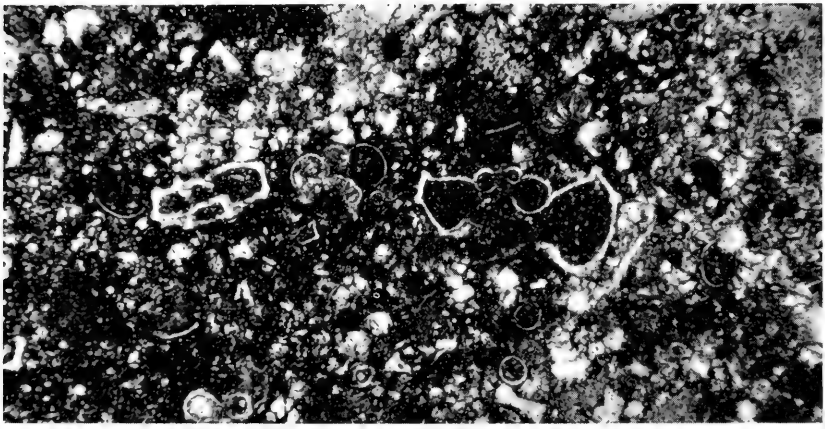
6

7

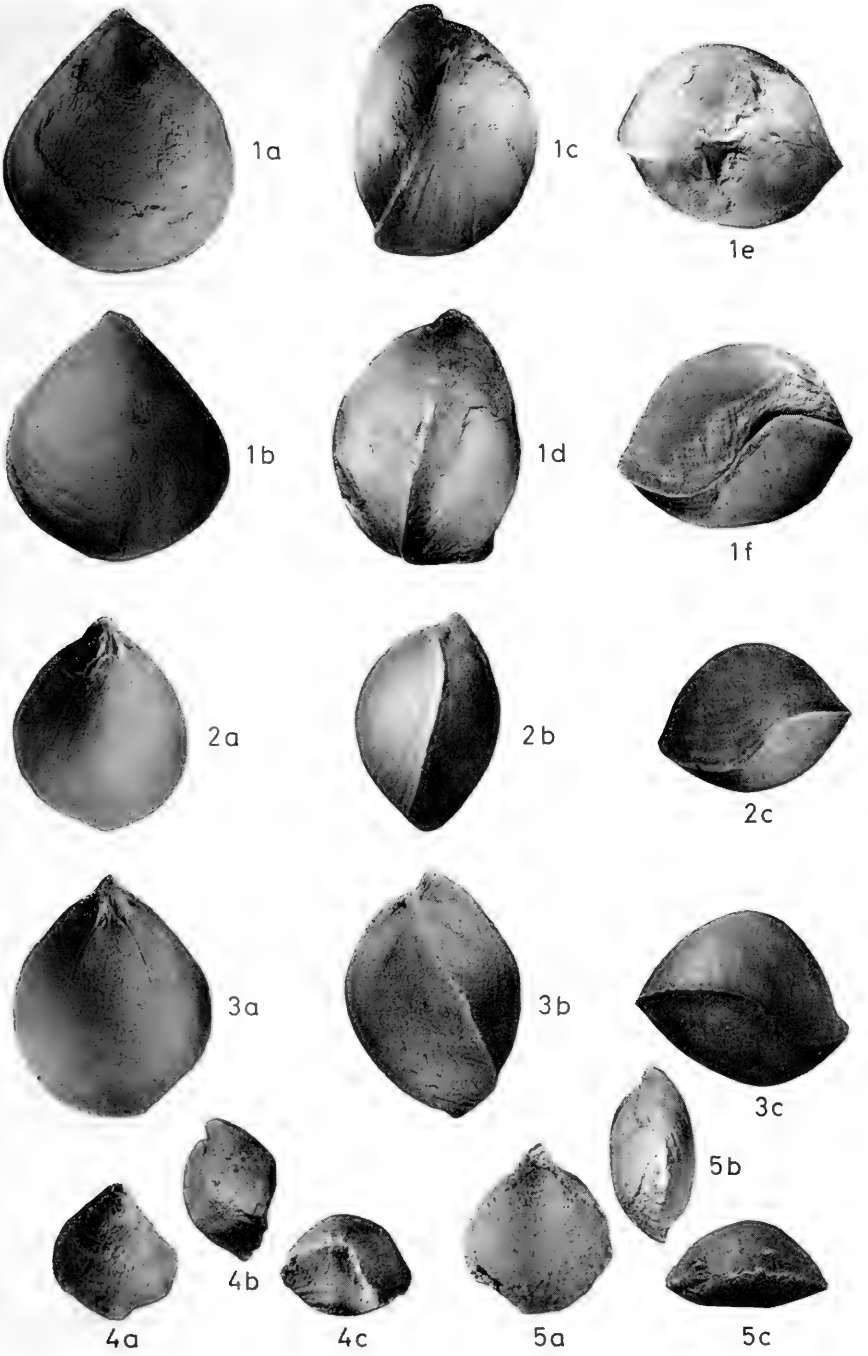
Tafel 7

1

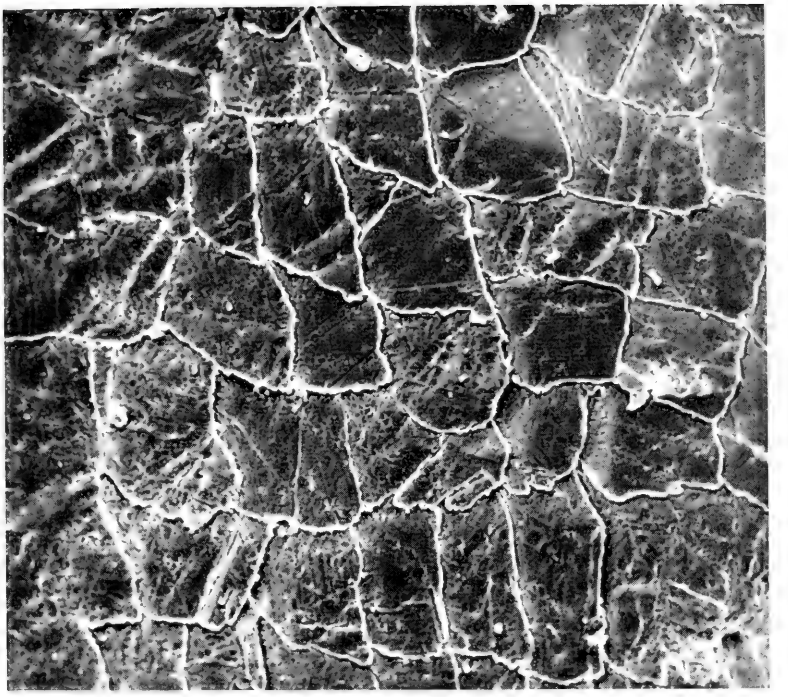
2



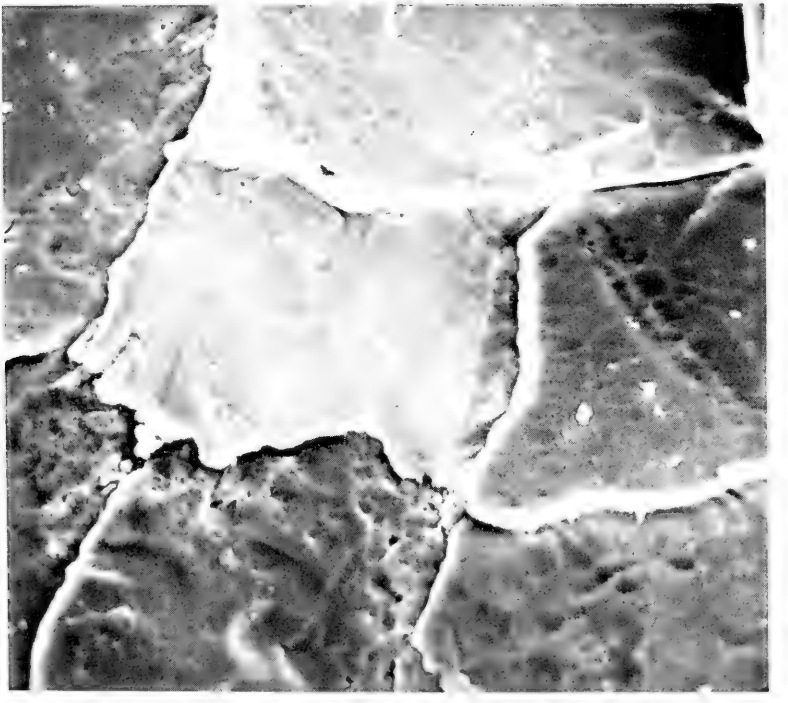
3



Tafel 9



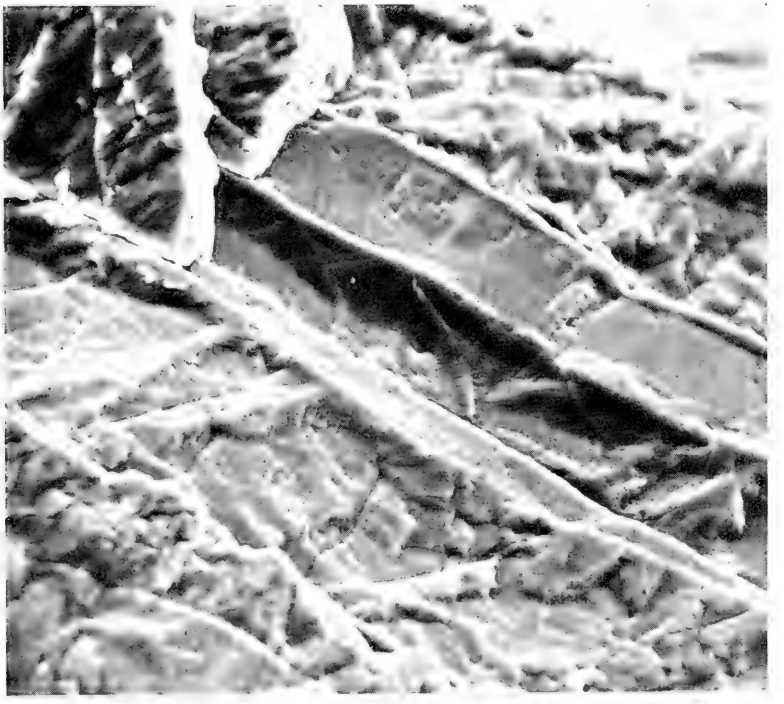
1



2

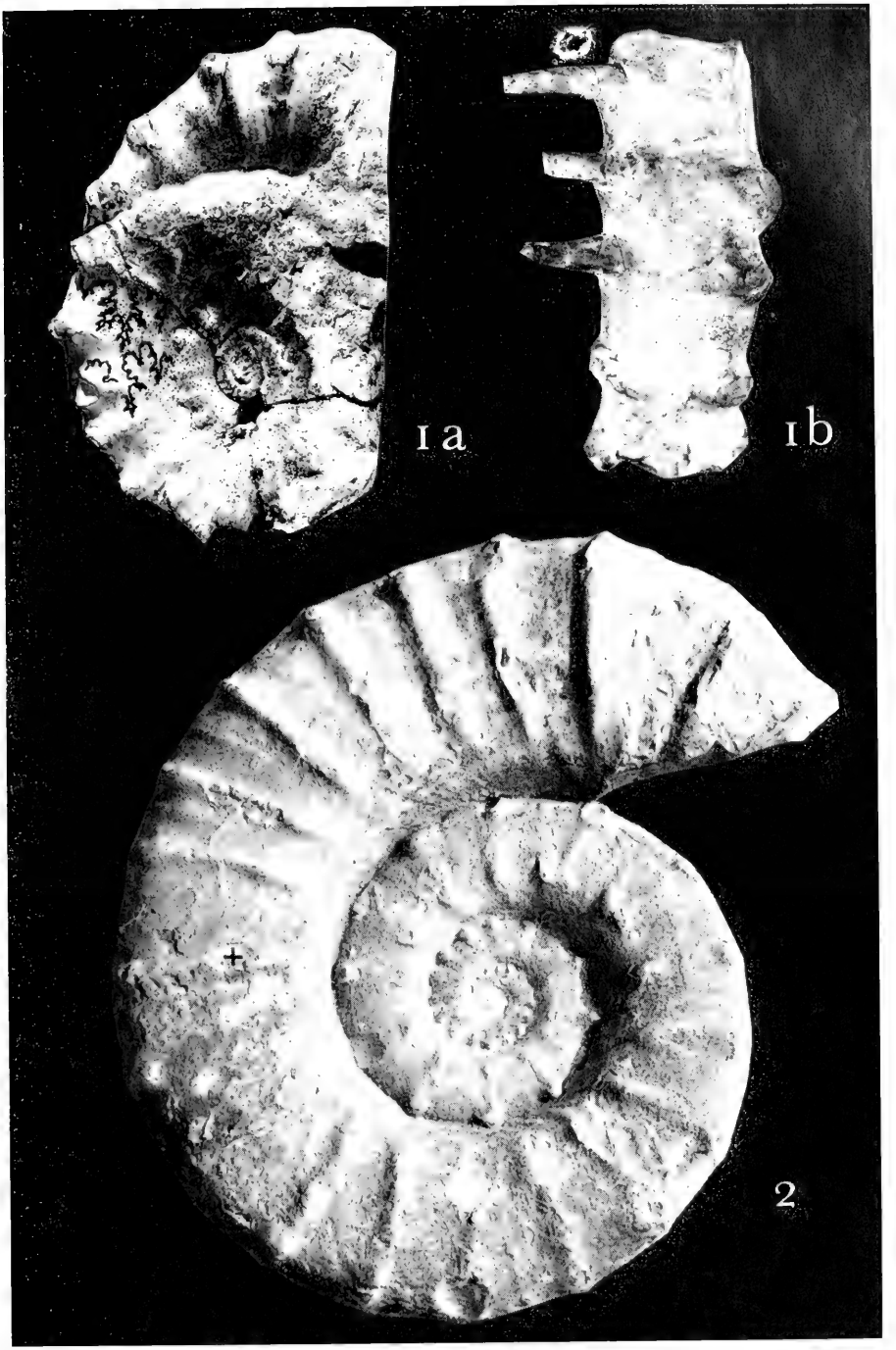
Tafel 10

1

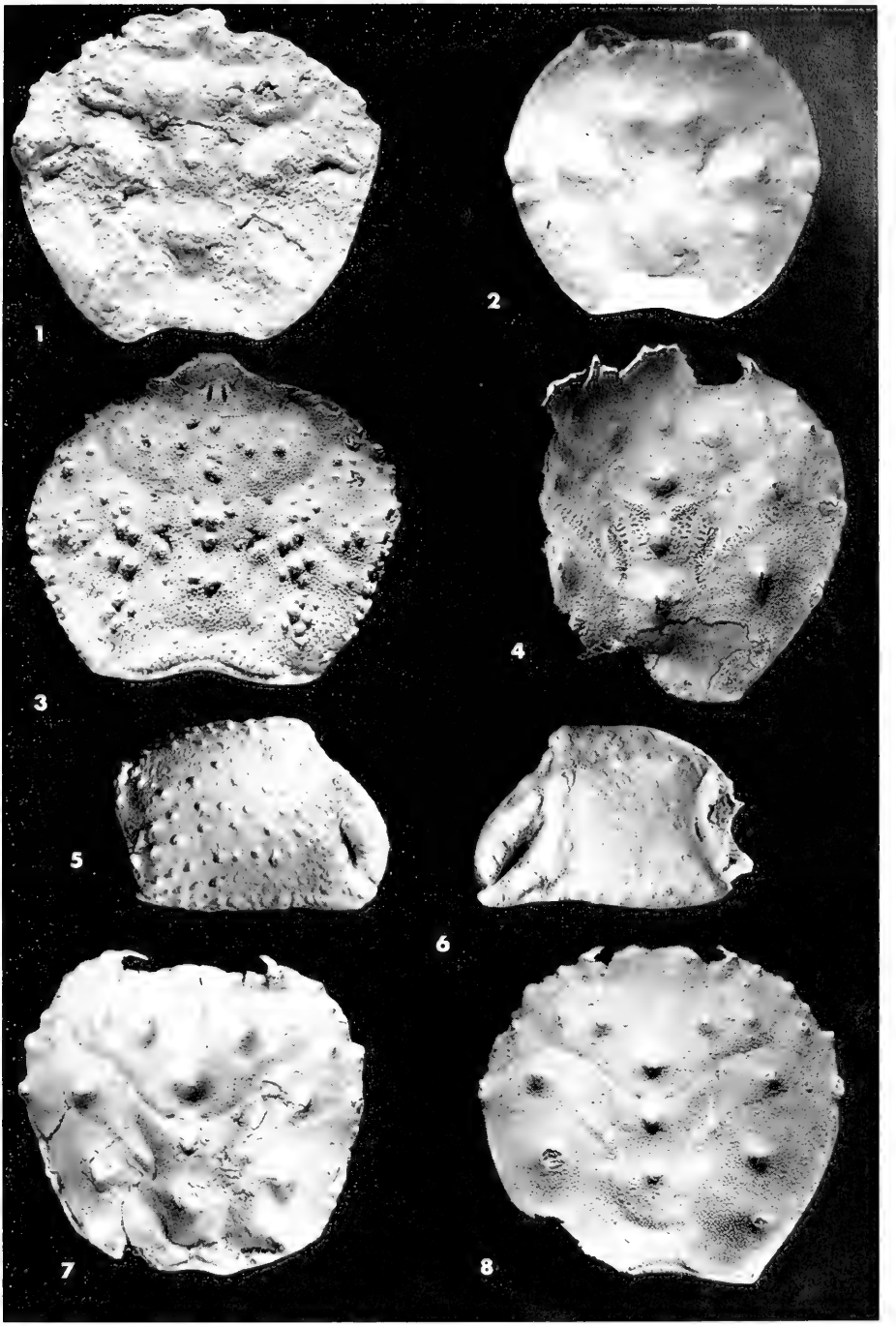


2

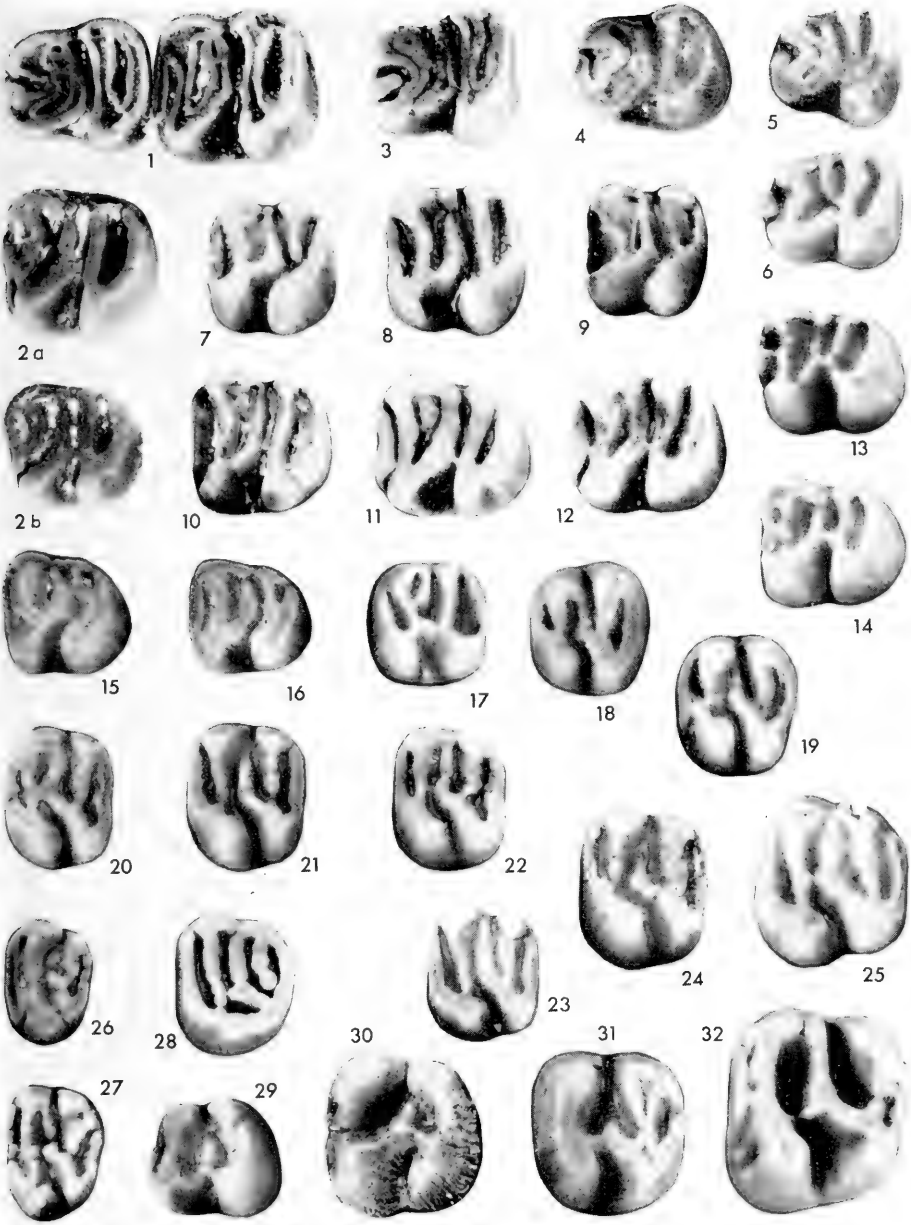
Tafel 11



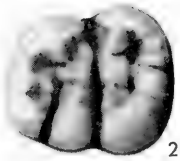
Tafel 12

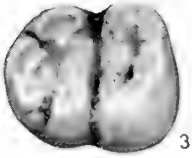


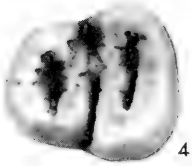
Tafel 13

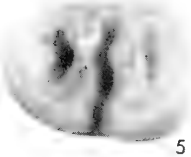

1
3
4
5
2 a
7
8
9
6
13
2 b
10
11
12
14
15
16
17
18
19
20
21
22
24
25
26
28
23
30
31
32
27
29

Tafel 14

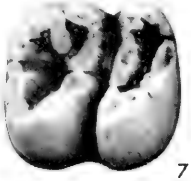

2

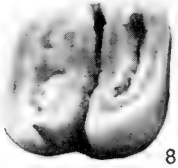

3

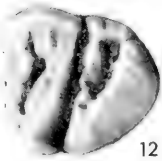

4


5

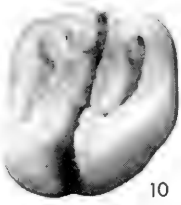
6

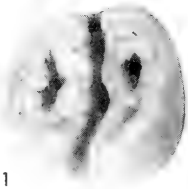

7


8


12

9

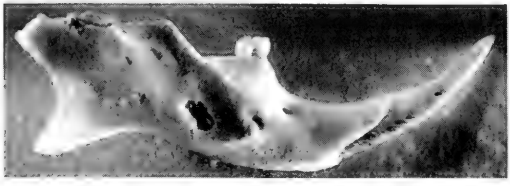

10


11

13

15

14


1 a

16

17

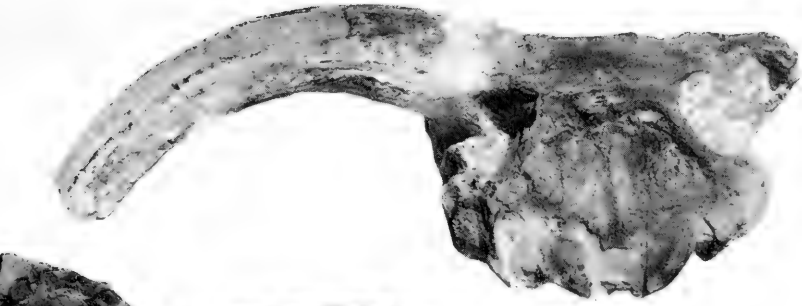
1 b

1 c

18

19

Tafel 15



1

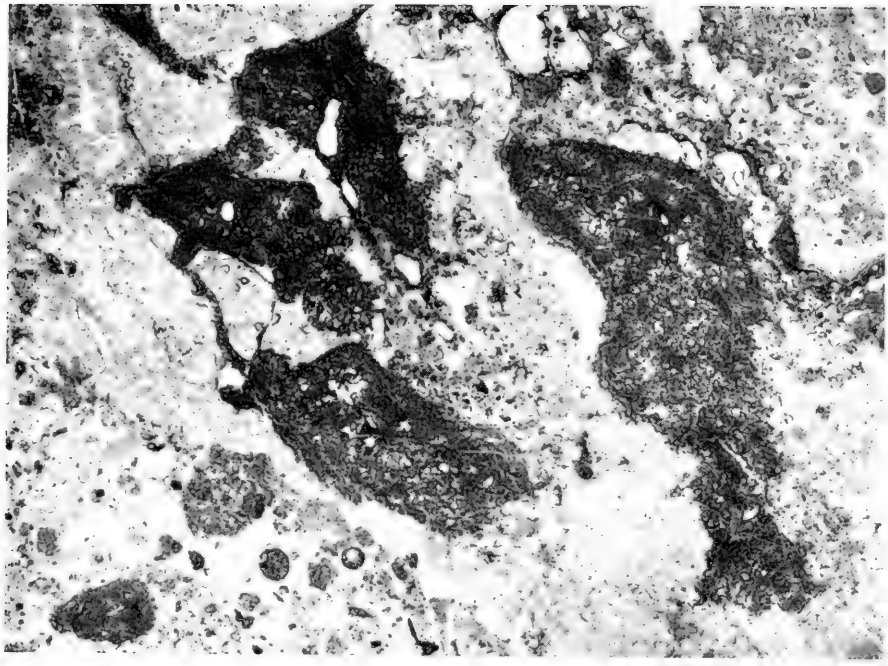
2

3

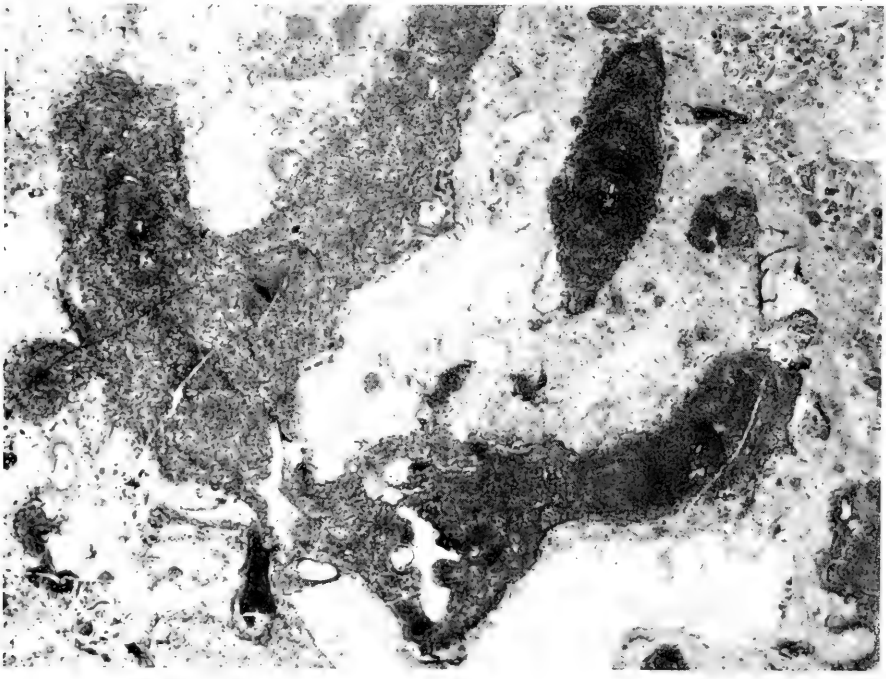
4

5

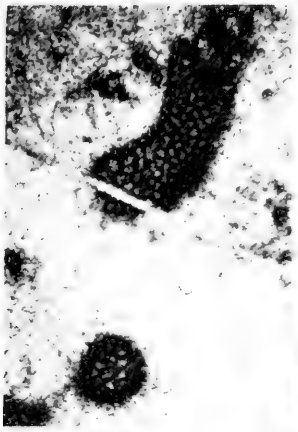
Tafel 16



1

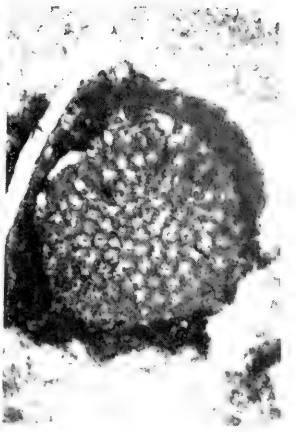


2



1

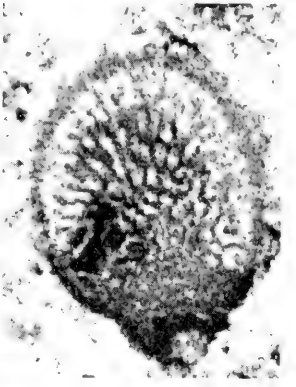
2



3

4

5

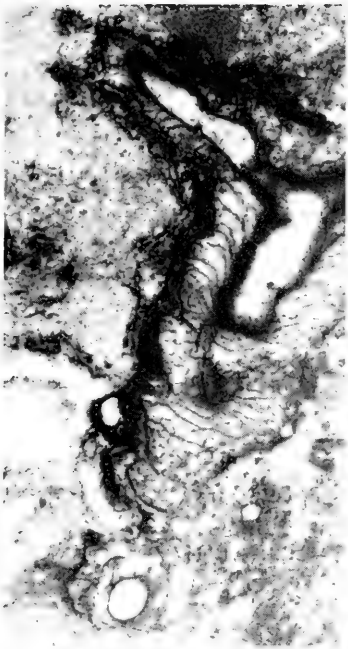


6

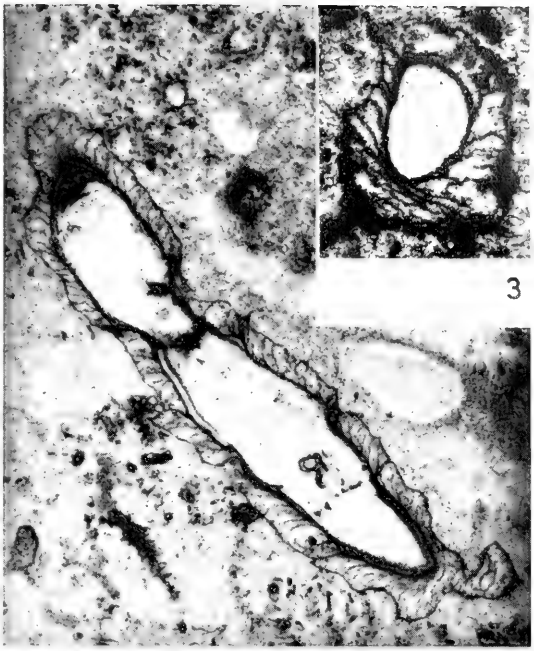
7

8

9

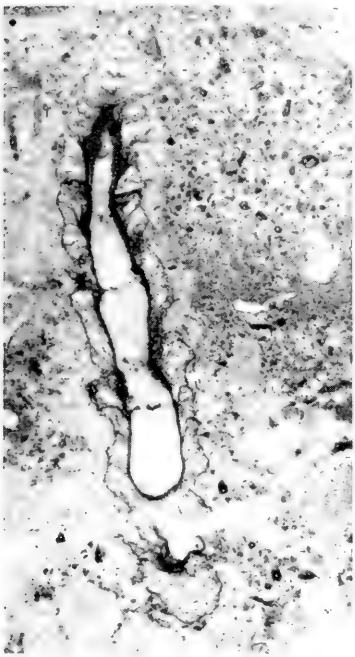


1

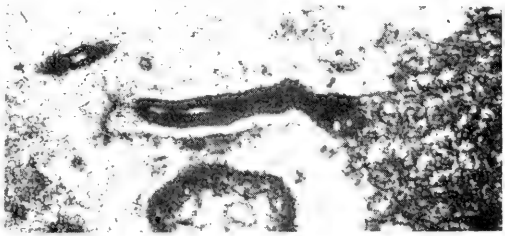


2

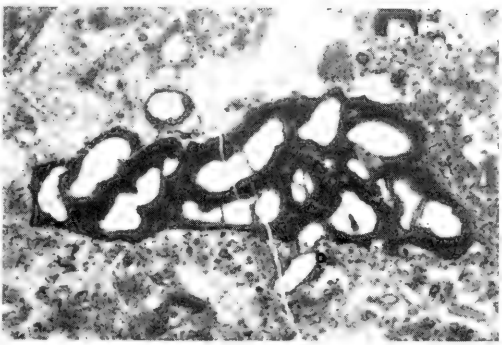
3



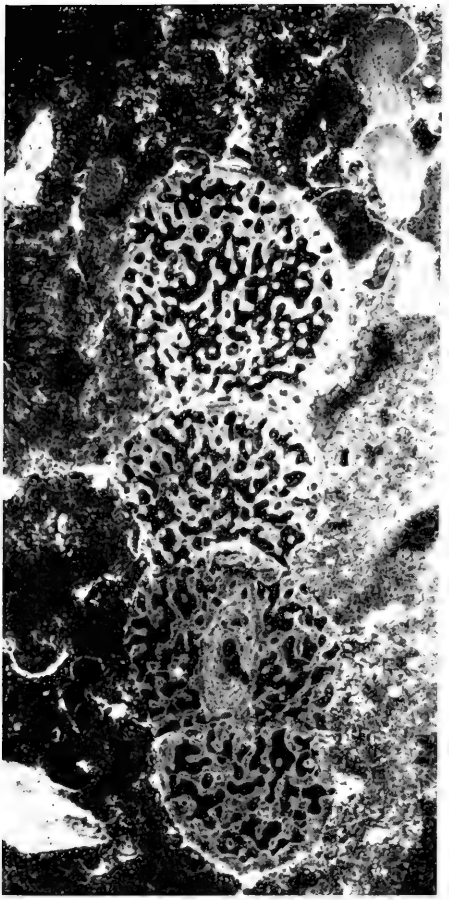
4



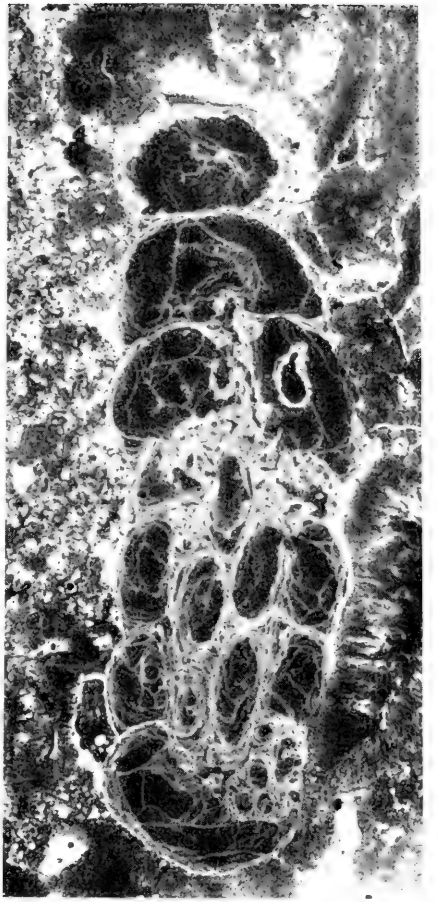
5



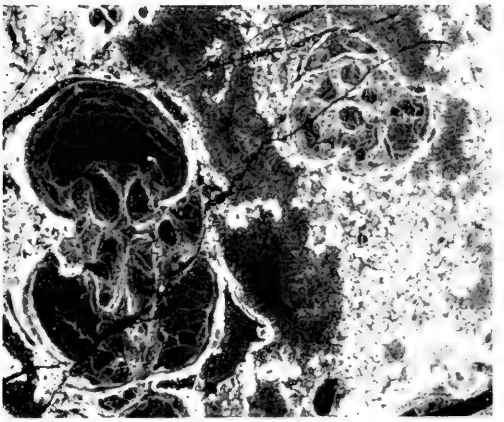
6



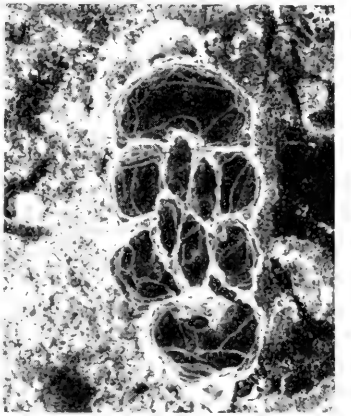
1



2



3



4

Gesamtherstellung: Gebr. Geiselberger, Altötting

M96
SI

Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

HERAUSGEGEBEN VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 9

INHALT

FAHLBUSCH, VOLKER & SCHMIDT, NORBERT: Über eine weitere unteroligozäne Spaltenfüllung von Weißenburg in Bayern 209

FISCHER, RUDOLF: Roter Ammonitenkalk und Radiolarit aus dem unteren Dogger der Kammerker (Nordtirol) (Tafel 4—5) 93

FÖRSTER, REINHARD: Epökie, Entökie, Parasitismus und Regeneration bei fossilen Dekapoden (Tafel 2—3) 45

JANICKE, VOLKER: Untersuchungen über den Biotop der Solnhofener Plattenkalke (Tafel 6—10) 117

KOENIGSWALD, WIGHART v.: Die Maniden (Pholidota, Mamm.) des europäischen Tertiärs 61

MÜLLER, DIETER: Ein neues Profil vom Mittelkeuper bis zum Unterdogger bei Harburg nahe dem Nördlinger Ries 73

OHMERT, WOLF: Die Neoflabellinen (Foraminifera) des bayerischen Coniac — Santons 3

SCHAIRER, GERHARD: Rasenien (Ammonoidea) aus der *platynota*-Zone (unteres Unterkimmeridgium) der Fränkischen Alb (Bayern) (Tafel 1) 33

SCHAIRER, GERHARD & LUPU, MARCEL: Mikrofazielle Untersuchungen in untertithonischen geschichteten Kalken von Kapfelberg bei Kelheim in Bayern (Tafel 11—12) 183

SCHMIDT, NORBERT: Eine alttertiäre Spaltenfüllung von Ehrenstein westlich Ulm 201

STRAUCH, FRIEDRICH: Die Typuslokalitäten der ostniederbayerischen *Oncophora*-Schichten 213

WELLNHOFER, PETER: Ein neu aufgefundenes *Mastodon*-Skelett aus der Oberen Süßwassermolasse von Reisensburg bei Günzburg an der Donau — Ein Grabungsbericht 215

MÜNCHEN, 31. Dezember 1969
Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.	9	220 S.	12 Taf.	München, 31. 12. 1969

SMITHSONIAN
AUG 14 1970

Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

HERAUSGEGEBEN VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 9

INHALT

FAHLBUSCH, VOLKER & SCHMIDT, NORBERT: Über eine weitere unteroligozäne Spaltenfüllung von Weißenburg in Bayern 209

FISCHER, RUDOLF: Roter Ammonitenkalk und Radiolarit aus dem unteren Dogger der Kammerker (Nordtirol) (Tafel 4—5) 93

FÖRSTER, REINHARD: Epökie, Entökie, Parasitismus und Regeneration bei fossilen Dekapoden (Tafel 2—3) 45

JANICKE, VOLKER: Untersuchungen über den Biotop der Solnhofener Plattenkalke (Tafel 6—10) 117

KOENIGSWALD, WIGHART v.: Die Maniden (Pholidota, Mamm.) des europäischen Tertiärs 61

MÜLLER, DIETER: Ein neues Profil vom Mittelkeuper bis zum Unterdogger bei Harburg nahe dem Nördlinger Ries 73

OHMERT, WOLF: Die Neoflabellinen (Foraminifera) des bayerischen Coniac — Santons 3

SCHAIRER, GERHARD: Rasenien (Ammonoidea) aus der *platynota*-Zone (unteres Unterkimmeridgium) der Fränkischen Alb (Bayern) (Tafel 1) 33

SCHAIRER, GERHARD & LUPU, MARCEL: Mikrofazielle Untersuchungen in untertithonischen geschichteten Kalken von Kapfelberg bei Kelheim in Bayern (Tafel 11—12) 183

SCHMIDT, NORBERT: Eine alttertiäre Spaltenfüllung von Ehrenstein westlich Ulm 201

STRAUCH, FRIEDRICH: Die Typuslokalitäten der ostniederbayerischen *Oncophora*-Schichten 213

WELLNHOFER, PETER: Ein neu aufgefundenes *Mastodon*-Skelett aus der Oberen Süßwassermolasse von Reisensburg bei Günzburg an der Donau — Ein Grabungsbericht 215

MÜNCHEN, 31. Dezember 1969

Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie

8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 9 | 220 S. 12 Taf. München, 31. 12. 1969

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 9 3—32 München, 31. 12. 1969

Die Neoflabellinen (Foraminifera) des bayerischen Coniac-Santons

Von Wolf Ohmert, München[1])

Mit 118 Abbildungen

Zusammenfassung

Anhand der Neoflabellinen des bayerischen Coniac/Santons wird gezeigt, daß die einzelnen Formengruppen dieser Gattung stark faziesabhängig sind, und zwar vor allem von der Tiefe des Ablagerungsraumes: In küstennahem Flachwasser ist die *ovalis*-Gruppe zu Hause; mit zunehmendem Abstand von der Küste überwiegt die *suturalis*-Gruppe. Sie reicht bis in den bathyalen Bereich der Flachsee hinab, wo sie mit der *gibbera*-Gruppe zusammen vorkommt. In noch größerer Tiefe bleibt die *gibbera*-Gruppe allein übrig, und schließlich findet man in der hemipelagischen Tiefsee nur noch *Neoflabellina interpunctata* (von der Marck) spärlich vertreten. Die Neoflabellinen können daher zu paläogeographischen Aussagen herangezogen werden.

Die stratigraphische Reichweite der einzelnen Arten stimmt jedoch insgesamt mit den Angaben aus dem borealen Bereich etwa überein, so daß ihr Leitwert weitgehend erhalten bleibt, sofern die Ablagerungstiefe berücksichtigt wird.

Summary

The study of the genus *Neoflabellina* in Bavarian Coniacian/Santonian has shown the sensitivity of several forms to environment. There especially appears a definite relationship between depth and Neoflabellina-assemblages: The *ovalis*-group is considered to be restricted to near-shore shallow water; progressive increase in depth support a majority of the *suturalis*-group. This group persist into bathyal area, where it is found associated with the *gibbera*-group. To greater depth only the *gibbera*-group is adapted and *Neoflabellina interpunctata* (von der Marck) still inhabit hemipelagic deep sea in small numbers.

The stratigraphic range both in the boreal area and in Bavaria is very similar. So their stratigraphic value will be perserved, provided that there is paid attention to depository conditions.

[1]) Dr. W. Ohmert, Institut für Paläontologie und hist. Geologie, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10/II.

SMITHSONIAN INSTITUTION MAR 17

Inhalt

Einführung 4
Die Sedimentationsräume im bayerischen Coniac/Santon 5
Zur stratigraphischen Einstufung 7
Die Neoflabellinen-Arten 9
a) Die *gibbera*-Gruppe 9
b) Die *suturalis*-Gruppe 12
c) Die *ovalis*-Gruppe 15
Der Einfluß der Ökologie 19
a) Häufigkeit 19
b) Wölbung der Seitenflächen 21
c) Die Mündungskappen 23
d) Die Einrollung der Spira 26
e) Zusammenfassender Überblick 28
Stratigraphische Verwendbarkeit 28
Literaturverzeichnis 31

Einführung

Bereits Wicher & Bettenstaedt (1957, S. 8, 16 f., 24 f.) und Bettenstaedt (1958, S. 568) gaben an, daß die Neoflabellinen in der bayerischen Oberkreide ebenso als stratigraphische Leitformen zu verwenden sind wie in Norddeutschland. Dies wurde vom Autor (1964, Ms.) für die höhere Oberkreide auch bestätigt gefunden. Daneben zeigte sich aber schon damals, daß die Neoflabellinen im Campan/Maastricht auch für paläogeographische Aussagen von Wert sein können, da sie sich offenbar den ökologischen Gegebenheiten der verschiedenen bayerischen Faziesräume mit unterschiedlichen Formen angepaßt haben. Seinerzeit konnte dies jedoch, wie gesagt, nur für die höhere Oberkreide (Campan/Maastricht) und nur am Alpenrand nachgewiesen werden, während das Coniac/Santon sich mit Neoflabellinen weder stratigraphisch noch paläogeographisch gliedern ließ. Inzwischen wurde im Laufe der Bearbeitung der Ostracoden (Ohmert 1967) ein viel umfangreicheres Neoflabellinen-Material des Coniac/Santons zusammengetragen, nicht nur vom Alpenrand, sondern auch aus dem Regensburger Raum und den Innviertel-Bohrungen, so daß sich nun auch in der mittleren Oberkreide zeitliche und räumliche Differenzierungen abzeichnen.

Zahlreiches Material verdanke ich meinem Lehrer, Herrn Prof. Hagn, wofür ich ihm hier herzlich danken möchte. Ebenso danke ich Herrn Dr. Ziegler vom Bayerischen Geologischen Landesamt, der mir die Kernproben von Parkstetten 1 und Füssing 1 zugänglich machte. Herr Dr. Hesse, TH München, überließ mir freundlicherweise die Proben der Bohrung Sauersberg B 35, und meine Kollegen Dr. Pflaumann und Dr. Witt steuerten das Material ihrer Arbeitsgebiete bei. Genannten Herren sei außerdem herzlich für manchen guten Rat und viele Anregungen gedankt.

Da das Hauptinteresse dieser Studie der stratigraphischen und paläogeographischen Verteilung der Neoflabellinen gilt, wurden die Abbildungen nach ihrem

natürlichen Zusammenvorkommen und weiter nach dem stratigraphischen Alter angeordnet, nicht nach der Taxonomie. Außer dem Material aus den Bohrungen, das wegen der geringen Zahl der Exemplare fast vollständig wiedergegeben ist, wurden nur reichere und für das stratigraphische Niveau und den Faziesraum besonders charakteristische Proben ausgewählt und aus diesen für die Population (nicht unbedingt für die Taxa) typische Exemplare abgebildet.

Das Material wird in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München aufbewahrt; nur die Neoflabellinen der Bohrungen Parkstetten 1 und Füssing 1 verbleiben beim Bayerischen Geologischen Landesamt in München.

Die Sedimentationsräume im bayerischen Coniac/Santon

Es würde zu weit führen, alle Ansichten und Beobachtungen zur Paläogeographie und Stratigraphie des untersuchten Zeitabschnittes der bayerischen Oberkreide wiederzugeben. Es sei daher auf die Arbeiten von Hagn (1953, 1955, 1960) und Oschmann (1958) verwiesen, die die einschlägige Literatur zusammengefaßt und die heutige Auffassung vom bayerischen Kreidebecken dargestellt haben.

Das Coniac-Meer reichte nach Oschmann (1958, Beilage 4) im Norden bis etwa an den Bayerischen Wald und griff von der Regensburger Bucht aus, der fränkischen Furche folgend, zeitweilig weit nach N vor. Die Hellkofener Schichten (Coniac bis Mittelsanton), die in der Regensburger Bucht abgelagert wurden, werden aus dem Gebiet von Aukofen als dunkelgraue, feinsandige, pyrithaltige, glaukonitfreie Mergel mit reicher Foraminiferen- und Ostracodenfauna beschrieben (Oschmann 1958, S. 133). In der küstennäheren Bohrung Parkstetten 1 sind sie als glaukonit- und glimmerreiche Feinsandmergel ausgebildet (Tillmann & Ziegler 1964, in Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:500 000), deren Sandgehalt im Untersanton deutlich zunimmt, während die im Coniac noch reiche Mikrofauna verschwindet. Mit dem Untersanton endet hier die Schichtfolge, wohl infolge der Hebung, die sich in noch nördlicheren Gebieten bereits ab dem Coniac durch das Ende der marinen Sedimentation bemerkbar macht.

Im Süden wurde die Regensburger Bucht (nach Oschmann 1958, Beilage 4) durch eine Landzunge gegen das Hauptbecken abgegrenzt, die im Raum Landshut nach SE vorspringt und das spätere Landshut-Neuöttinger Hoch bereits andeutet. Nach SE war die Regensburger Bucht aber jedenfalls mit dem Ablagerungsraum des Innviertels verbunden. Auch dort wurden im Coniac (Bohrung Füssing 1) dunkle Glaukonit-Sandmergel und Sandsteine (Nathan 1949, S. 40) in „einer überraschend ähnlichen Fazies“ (Oschmann 1958, S. 35) abgelagert. Im höheren Santon (Bohrung Ortenburg CF 1003) folgten hier noch dunkle pyrithaltige glaukonitische Sandmergel mit einer pelagischen Foraminiferenfauna (Hagn 1955, S. 327), und im Gegensatz zum Regensburger Gebiet setzte hier nun eher eine Vertiefung des Sedimentationsraumes ein. Dieselbe Fazies tritt zu dieser Zeit auch in den Bohrungen von Ampfing und Isen auf.

Südlich der Landshuter Landzunge vermutet OSCHMANN (Beilage 4) die Westküste im Coniac etwa zwischen Mkt. Schwaben und Bad Tölz. Sicherlich reichte das Meer im S aber noch weit über diese Linie hinaus nach W und dürfte wohl mit dem Allgäuer/Vorarlberger Kreidegebiet im Zusammenhang gestanden haben. Dieser südliche Beckenteil, das sogenannte Helvetikum/Ultrahelvetikum, das heu-

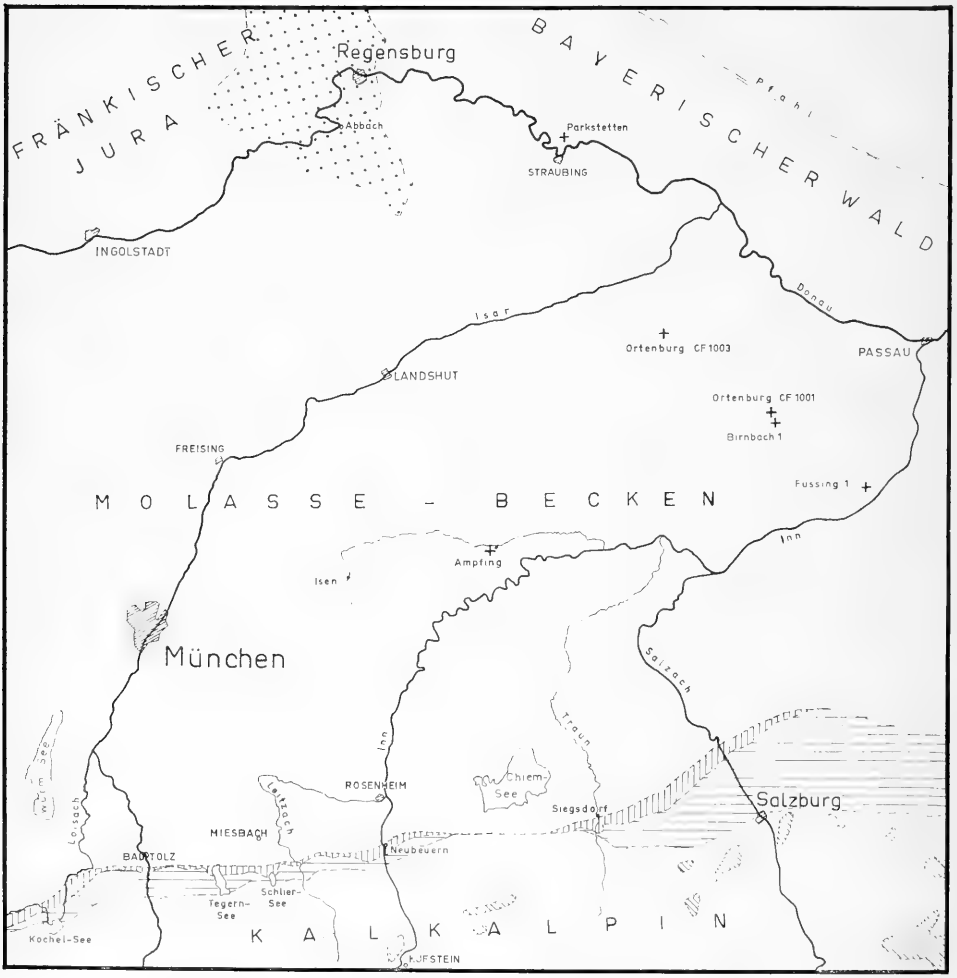


Abb. 1: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes.

te in einer schmalen Zone am Alpenrand aufgefaltet ist, senkte sich seit dem Cenoman beständig, am stärksten im Süden (Ultrahelvetikum). Im Helvetikum wurden im tieferen Coniac zunächst noch rötliche und weißliche dichte Kalke (Seewerkalk, Turon-Coniac) abgelagert, die nach oben zu mergeliger werden und in die Amdener Schichten (höheres Coniac-Santon) übergehen. Die milden bräunlichgrauen Mergel der unteren Amdener Schichten (Coniac-Untersanton) enthalten eine reiche Foraminiferenfauna, in der die pelagischen Formen überwiegen. Sie sind in einer bathyalen Flachsee entstanden. Glaukonit tritt nur ganz verstreut auf. Leider sind hier ungestörte Profile äußerst selten: Nur die untersten 20 m sind am Schußkogel bei Ostin im Zusammenhang mit dem Seewerkalk aufgeschlossen. Die Bohrung Sauersberg B 35 bei Bad Tölz hat nun außerdem auch die obersten 20 m der Amdener Schichten im Verband mit dem überlagernden Stallauer Grünsandstein (? Untercampan) durchteuft. Diese obersten Amdener Schichten sind schwarze, glaukonit- und pyrithaltige Sandmergel mit einer küstennahen Flachwasserfauna des oberen Santons. Nach Auswertung aller bekannten Proben der Amdener Schichten darf angenommen werden, daß etwa ab dem Mittelsanton im Helvetikum eine langsame Hebung einsetzte, die mit dem Stallauer Grünsandstein ihren Höhepunkt erreichte, die wohl von NW ausging und in deren Verlauf die vordem aus dem N bekannte Fazies zusammen mit nördlichen Faunenelementen (vgl. Ohmert 1967, S. 11, 175) weit nach S vorstieß. Es ist sogar anzunehmen, daß dieser Vorstoß bis in den ultrahelvetischen Ablagerungsraum hineinreichte. So findet man im Mariensteiner Gebiet (W Tegernsee) die obersantonen schwarzen Mergel weit im S, begleitet von untercampanen typischen hellen Kalkmergeln des Ultrahelvetikums. Diese Fazies kann jedoch nicht — oder jedenfalls nicht überall — den ganzen ultrahelvetischen Bereich eingenommen haben, da außerdem auch hochpelagische, helle Kalkmergel des ultrahelvetischen Santons vorkommen. Die Südküste, der sogenannte Cetische Rücken, eine von mesozoischen Sedimenten bedeckte kristalline Schwelle, macht sich zu dieser Zeit in der Sedimentation nicht bemerkbar.

Auf die beiden südlich anschließenden Sedimentationsräume der Oberkreide, Flysch und Gosau, soll hier nicht eingegangen werden. Der Flysch enthält nur spärliche Foraminiferenfaunen, und Neoflabellinen sind hier nie gefunden worden. Die Gosau aber stand mit dem bayerischen Kreidebecken in keinem direkten Zusammenhang.

Zur stratigraphischen Einstufung

Die Stratigraphie der Bohrung Parkstetten 1 übernehme ich von Tillmann & Ziegler (1964, in Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:500 000). Die Verbreitung der Arten der Ostracoden-Gattung *Cythereis* (Ohmert 1967) bestätigt weitgehend die Einstufung dieser Autoren. Speziell das Coniac läßt sich durch das Auftreten von *Cythereis ornatissima* (Reuss) (s. str.) und der Formengruppe um *Cythereis altinodosa* Pok. mit dem böhmischen Coniac vergleichen.

Die Bohrung Füssing 1 wurde von Riedel (Nathan 1949) nach Inoceramen und von Wicher & Bettenstaedt (1957) mit Foraminiferen übereinstimmend ge-

gliedert (Unstimmigkeiten beider Autoren traten nur bei anderen Innviertelbohrungen und in höheren Oberkreidehorizonten auf).

Das Santon der Bohrung Ortenburg CF 1003 wurde 1955 von HAGN wiederum mit Hilfe von Foraminiferen (vor allem *„Gümbelina deflaensis"*) ausgeschieden. Die Hangendgrenze des Santons bezeichnete das Auftreten von *Bolivinoides strigillatus* (CHAPMAN). Neuerdings (HILTERMANN & KOCH 1962, in SIMON, BARTENSTEIN & A.) wird das erste Auftreten von *Bolivinoides strigillatus* schon in das

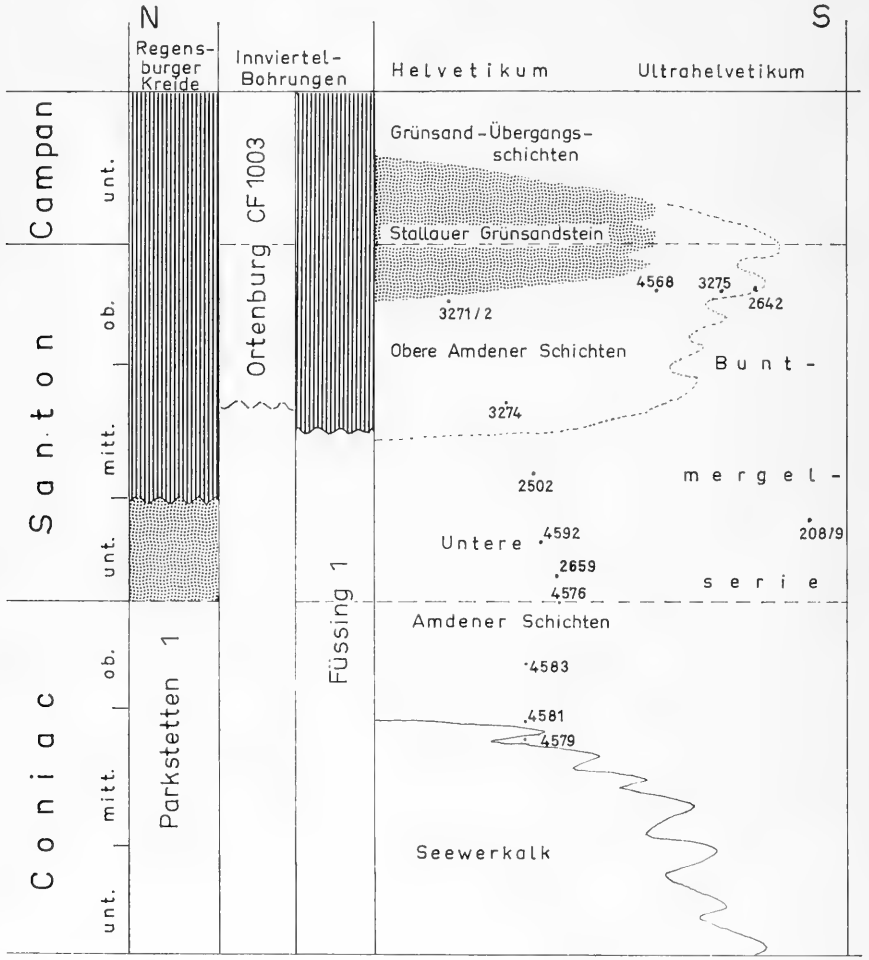


Abb. 2: Die Schichtfolge des Coniac—Santons im Untersuchungsgebiet. Die Nummern bezeichnen die Lage der Proben, aus denen die abgebildeten Neoflabellinenfaunen stammen. Schraffiert = Schichtlücken, punktiert = mikrofossilfreie Sandmergel und Sandsteine.

Obersanton gelegt, so daß sich die Santon/Campan-Grenze etwas nach oben verschoben hat.

Die Einstufung der helvetischen und ultrahelvetischen Sedimente wurde vom Autor (1964 Ms., 1967) und von Ohmert & Witt (1966) auf Grund von Foraminiferen-Arten vorgenommen:

Die tiefsten Proben der Amdener Schichten (4579, 4581, 4583), die im Profil auf den Seewerkalk folgen, enthalten noch *Globotruncana imbricata* Mornod und *Gltr.* cf. *sigali* Reichel, die im Santon nicht mehr vorkommen. Bedeutsamer noch ist das Fehlen der Gtg. *Sigalia,* die das Santon kennzeichnet. Es kommt aber bereits eine *Heterohelix* sp. vor, die durch ihre flacheren Seiten, die undeutlichen, kaum noch eingesenkten, breiten, waagrechten Suturen und die raschere Breitenzunahme zu *Sigalia deflaensis* (Sig.) vermittelt. Nur die Endkammern sind noch wie bei *Heterohelix* aufgebläht und durch tiefere Suturen getrennt.

Das Santon wird hier (nach dem Vorschlag von Salaj & Samuel 1966) mit den verschiedenen Formen von *Sigalia* und *Gublerina* weiter unterteilt. Zunächst erscheint etwa im Grenzbereich Coniac/Santon „*Sigalia deflaensis* (Sig.)" (Artfassung im Sinne von Salaj & Samuel) allein (Probe 4576). Im unteren Santon (Probe 4592) ist „*Sigalia carpatica* Sal. & Sam." voll entwickelt, und schließlich im höheren Teil des Santons tritt daneben *Gublerina decoratissima* de Klasz auf. Zuweilen ist diese Form häufiger (Probe 3274), oft aber auch nur sehr selten (4568), und in manchen Proben (3271, 3272), die sicher dem hangendsten Teil der Amdener Schichten angehören und nur wenige Meter unter dem Stallauer Grünsandstein liegen, scheint diese hochentwickelte pelagische Art aus ökologischen Gründen zu fehlen. Als weitere Indizien für das höhere Santon stellten sich *Planoglobulina* cf. *eggeri* (Cush.) und einige *Cythereis*-Arten (vgl. Ohmert 1967) heraus.

Die Obergrenze des helvetischen Santons wurde bisher im Liegenden des Stallauer Grünsandsteins vermutet, da dieser in seinem hangenden Teil bereits *Belemnitella mucronata* Schloth. (Imkeller 1895/96, 1901; Stackelberg 1960) führen soll. Da aber die darüberfolgenden Mergel der Grünsand-Übergangsschichten noch eine Mikrofauna mit deutlich santonem Charakter führen *(Bolivinoides strigillatus* kommt erst in den untersten Pinswanger Schichten vor), muß diese Grenzziehung neu überprüft werden. Bis zur Klärung soll die bisherige Einteilung beibehalten werden.

Die Neoflabellinen-Arten

Die Synonymielisten enthalten neben dem Erstautor nur solche Angaben, die entweder zur heutigen Fassung der Art wesentlich beitragen oder zu Mißverständnissen Anlaß geben können.

a) Die *gibbera*-Gruppe

Neoflabellinen mit mehr oder minder deutlich gewölbten Seitenflächen und Tendenz zur Ausbildung von zahlreichen Mündungskappen, zu stark involuten Spiren und zur Umfassung der Spira durch die erste reitende Kammer.

Neoflabellina gibbera gibbera (WEDEKIND)

Abb. 44—48, 55

Flabellina interpunctata mut. *gibbera* n. mut. — WEDEKIND 1940, S. 191, Abb. 7; Taf. 10, Fig. 1—4 (non Taf. 10, Fig. 9).

Gewölbte Neoflabellinen ohne oder mit nur einzelnen Mündungskappen; einfache oder aufgebogene Mündungsbögen, seltener offene Enden, zuweilen mit Zinken besetzt. Suturen gerade oder schwach gebogen (je nach Umriß). Äußere Form äußerst variabel: rhombisch (Abb. 45, 46), pfriemförmig (Abb. 47) bis fast deltoidisch (Abb. 44). Spira flach, ziemlich lang, mit ca. 4—6 nichtreitenden Kammern, schwach eingerollt (meist 1—2 Folgekammern neben dem Proloculus). Die erste reitende Kammer umfaßt die Spira etwa zur Hälfte.

Vorkommen: Unterste Amdener Schichten (höheres Conciac).

Beziehungen: *N. gibbera gibbera* ist eine Vorläuferin von *N. gibbera pilleifera* n. ssp., von der sie sich durch das Fehlen von Mündungskappen, die geraderen Suturen und die weniger involute Initialspira, die von der ersten reitenden Kammer weniger umfaßt wird, unterscheidet. Übergänge gibt es im höheren Coniac. *N. gibbera gibbera* steht der *suturalis*-Gruppe noch nahe, aus der sie durch Wölbung der Seitenflächen hervorgegangen sein dürfte.

Bemerkungen: WEDEKIND hat als *gibbera* insgesamt 6 Formen abgebildet, die samt und sonders keine Mündungskappen besitzen, allenfalls einmal eine einzelne (Taf. 10, Fig. 2) oder eine unvollständige (Textabb. 7). Der Holotyp zeigt dagegen nur aufgebogene Mündungsbögen und Zinken. Die Spira wird (mit Ausnahme wiederum von dem schon fortgeschritteneren Exemplar der Taf. 10, Fig. 2) von der ersten reitenden Kammer wenig umfaßt. 1962 haben HILTERMANN & KOCH (in SIMON, BARTENSTEIN & A.) dann aber eine Form mit Mündungskappen auf allen Kammern und mit starker Umfassung der Initialspira durch die erste reitende Kammer als *N. gibbera* (WED.) abgebildet (Taf. 49, Fig. 19) und beschrieben (S. 310 f.). Diese jüngere Form entspricht daher nicht dem WEDEKIND'schen Typus und stellt m. E. eine eigene Unterart dar.

Neoflabellina gibbera pilleifera n. ssp.

Abb. 59—66, 74

partim: *Flabellina interpunctata* forma typica VON DER MARCK. — WEDEKIND 1940, S. 192; Taf. 10, Fig. 8 (non Taf. 10, Fig. 10—12).

Neoflabellina gibbera (WEDEKIND 1940). — HILTERMANN & KOCH (in SIMON, BARTENST. & A.) 1962, S. 310 f.; Taf. 49, Fig. 19.

Holotypus: Slg. München Prot. 3041; Abb. 61.

Paratypus: Slg. München Prot. 3042; Abb. 64.

Locus typicus: Östl. Zulauf des Reithgrabens; r^{44} 83 250, h^{52} 88 380, bei 1070 m. S Ostin, Bl. Tegernsee 8236, 1:25 000.

Stratum typicum: Untere Amdener Schichten, Grenzbereich Coniac/Santon.

Benennung: pilleius (lat.) = Kappe, nach den Mündungskappen.

Gewölbte Neoflabellinen mit Mündungskappen auf mehr oder minder allen Kammern, die sich auf den letzten Kammern vervielfachen können. Suturen leicht bis stark gebogen (je nach Umriß). Äußere Form meist oval-elliptisch, ganz verschieden breit. Initialspira flach, lang (4—5 Kammern nach dem Proloculus), mäßig eingerollt (2, seltener 3 Kammern neben dem Proloculus). Die erste reitende Kammer umfaßt die Spira stark: zu 3/4 bis fast ganz.

Vorkommen: Erstes Auftreten im höheren Coniac der Amdener Schichten, bis Mittelsanton; nur im Helvetikum und (selten) Ultrahelvetikum.

Beziehungen: Die Vorläuferin ist *N. gibbera gibbera* (Wedek.). *N. gibbera pilleifera* zeigt bereits im Grenzbereich Coniac/Santon starke Vielteilung der Mündungskappen, z. T. auch schon Auflösung der Suturleisten (Abb. 78, 79) und Körnelung auf den Kammern. Sie dürfte die Vorläuferin von *Neoflabellina* n. sp., aff. *numismalis* bei Hiltermann & Koch (1955 und 1962, Taf. 50, Fig. 11) sein, die mit ihr die flache Spira gemeinsam hat, aber 3—4 Kammern auf gleicher Höhe neben dem Proloculus zeigt, also stärker involut ist.

Sehr ähnlich ist *N. jarvisi* (Cush.) aus dem Maastricht, die aber eine deutlich kürzere, schmälere und mehr involute (möglicherweise auch leicht gewölbte) Spira besitzt.

Neoflabellina interpunctata (von der Marck)

Abb. 27—30, 67, 101—104, 106—111

Flabellina spec. nova *(Fl. interpunctata* m.). — von der Marck 1858, S. 53 f., Taf. 1, Fig. 5.

Neoflabellina gibbera (Wedekind) n. subsp. a. — Hiltermann & Koch 1962 (in Simon, Bartenst. & A.), S. 311; Taf. 51, Fig. 3.

Mehr oder minder gewölbte Neoflabellinen mit Mündungskappen, die sich auf den letzten Kammern vielfach teilen können. Suturen fast gerade (bei schmalen Formen) bis stark gebogen (bei breiten). Äußere Form variabel, schmal elliptisch bis breit oval, zuweilen fast rhombisch, wobei die letzten Kammern nahezu flach sein können. Initialspira schmal, gewölbt, mit kurvenförmig gewundenen unregelmäßigen Rippen bedeckt: stark involut, nur noch 1—2, oft auch gar keine, evolute Folgekammern über der Spira. Die erste reitende Kammer umfaßt die Spira verschieden stark, zuweilen fast vollständig, oft aber nur zur Hälfte.

Vorkommen: Vereinzelt im Grenzbereich Coniac/Santon im Helvetikum erscheinend, im Untersanton noch selten, ab dem höheren Untersanton/Mittelsanton im Innviertel und in der Buntmergelserie gemein, nur noch selten im Helvetikum.

Beziehungen: Die Art spaltet sich im Grenzbereich Coniac/Santon von der eben erst entstandenen *N. gibbera pilleifera* n. ssp. ab. Im Untersanton kommen noch Übergangsformen vor (Abb. 69, 73), deren Spiren zwar leicht gewölbt, aber noch mehr evolut sind (bis 3 evolute Folgekammern) und von der ersten reitenden Kammer stark umfaßt werden.

Bemerkungen: Hiltermann & Koch (1957, S. 284 f.). haben *N. interpunctata* an Hand von Material der Typlokalität von der Marck's (Hamm in Westfalen)

als synonym mit *N. rugosa* aufgefaßt. Ein Grund für diese Auffassung war offenbar die Größenangabe von der Marck's: 2—3 mm lang und 1,25—2 mm breit. Diese Maßangaben sind wohl nur als grobe Schätzungen zu verstehen, da die größte Länge, die von Hiltermann & Koch bei einem riesigen Material überhaupt gemessen wurde, 2,3 mm (1957, S. 278) beträgt (größte Breite 1,3 mm) und schon einen Ausnahmefall darstellen dürfte. Gewöhnlich sind Exemplare von 1,5 mm Länge bereits als großwüchsig zu bezeichnen, was auch aus den übrigen Meßwerten bei Hiltermann & Koch hervorgeht. Als zweiter Grund wird angegeben, daß auch *N. rugosa* an den „in Frage kommenden Fundstellen" eine „leichte Wölbung und besonders diese leichte Absenkung an der Basis" besitzt, wie es die Abbildung von der Marck's durch „eine Schraffur an der rechten Gehäusebasis, die ein leichtes, gerundetes Abfallen darstellen soll" zeigt (Hiltermann & Koch 1957, S. 284). Die Abbildung von der Marck's (1858, Taf. 1, Fig. 5) zeigt in Wirklichkeit aber eine deutliche Schraffur und Pünktelung an der ganzen unteren rechten Gehäusehälfte, keineswegs nur an der Basis. Außerdem läßt die Abbildung sehr deutlich erkennen, daß die Suturen der ersten reitenden Kammern stark gebogen sind und eine sehr kurze, schmale und stark involute Initialspira so weit umfassen, wie es bei *N. rugosa* niemals vorkommt, jedoch charakteristisch ist für einen großen Teil der gewölbten Neoflabellinen. Überdies führt von der Marck *N. rugosa* ja selbst auch an und wollte offenbar seine neue Art von dieser Form unterschieden wissen.

Nun haben vollends Hiltermann & Koch (1962 in Simon, Bartenst. & A., Taf. 51, Fig. 3) eine gewölbte *Neoflabellina* der „Typusfundstelle v. d. Marck's" als „*Neoflabellina gibbera* (Wedekind) n. subsp. a." abgebildet, die, was die Spira betrifft, mit der Art von der Marck's sehr gut übereinstimmt. Der einzige unwesentliche Unterschied ist die Mehrfachteilung der Mündungskappen auf den letzten beiden Kammern der Abbildung bei Hiltermann & Koch (im vorliegenden Material kommen sowohl bei *N. interpunctata* als auch bei *N. gibbera* nebeneinander Exemplare mit einfachen und mehrfachen Kappen vor). Diese gewölbte Form entspricht demnach m. E. der von von der Marck gemeinten und auch deutlich dargestellten *N. interpunctata*.

b) Die *suturalis*-Gruppe

Flache bis allenfalls schwach gewölbte Neoflabellinen, mit Tendenz zur Ausbildung einfacher Mündungskappen, mit relativ langer Spira, die nur schwach bis mäßig stark eingerollt ist und von der ersten reitenden Kammer kaum umfaßt wird.

Neoflabellina suturalis suturalis (Cushman)

Abb. 17, 18, 20, 22, 24, 25, 34-38, 51, 56, 57, 68, 75, 76, 80, 82, 83, 90, 91, 93-95

Flabellina suturalis Cushman, n. sp. — Cushman 1935, S. 86 f., Taf. 13, Fig. 9—18, (non Fig. 11).

Flabellina deltoidea n. sp. — Wedekind 1940, S. 190, Abb. 6a—c.

Neoflabellina suturalis (Cush.), 1935. — Tollmann 1960, S. 176 f., Taf. 16, Fig. 3—4. (Dort weitere Synonymieangaben).

Flache bis schwach gewölbte, meist breite, deltoidische bis rhombische Neoflabellinen, mit leicht gebogenen Suturleisten. Zwischen den Suturen vielfach schwache Körnelung. Mündung mit geschlossenen oder offenen Bögen, selten mit Zinken oder einzelnen Mündungskappen. Spira leicht eingerollt; Proloculus immer etwas höher als die erste Folgekammer, manchmal auch als die zweite Folgekammer gelegen, welche an der Basis des Gehäuses liegen. Bei typischen Exemplaren sind von den 4—6 Kammern der Spira nur noch 1—3 evolut. Die ersten Spirakammern besitzen keine oder nur unregelmäßige Suturleisten.

Vorkommen: Ab dem oberen Coniac. In der Regensburger Kreide, im Innviertel und Helvetikum. Fehlt im Ultrahelvetikum. Bis Campan.

Bemerkungen und Beziehungen: CUSHMAN hat seine Art 1935 aus dem Santon bis Campan von Texas beschrieben, mit dem Holotypus aus dem Campan. Er kannte sie auch von Europa (S. 86). In Europa wurde die amerikanische Art dann meist zugunsten von *N. deltoidea* (WED.) vernachlässigt, wahrscheinlich, weil ihre Verbreitung in Nordamerika etwas höher liegt (vor allem im Campan) als bei uns, und weil unter den 10 bei CUSH. abgebildeten Exemplaren 4 (Fig. 9, 13, 16, 18) von der Typlokalität als Holotypus in Frage kommen, da dieser nicht bezeichnet wurde. Nachdem aber alle 4 zur Diskussion stehenden Exemplare im Bau und Aufrollungsgrad der Spira übereinstimmen und nach der neuen Auffassung dem Umriß keine arttrennende Funktion mehr zukommt, verliert die Frage, welches nun der Holotyp ist, ihre Wichtigkeit. In allen wesentlichen Merkmalen entspricht *N. suturalis* (CUSH.) *N. deltoidea deltoidea* (WED.), so daß ihr die Priorität zukommt.

Die Exemplare der Fig. 16 und 18 bei CUSH. 1935 wurden von HILTERMANN & KOCH 1956 zu *N. deltoidea „rohmbica"* (WED.) gestellt, welche Form hier aber nicht als eigene Unterart behandelt wird. Die Fig. 11 (CUSH. 1935, Taf. 13) entspricht nach meiner Auffassung *N. suturalis rostrata* (WED.).

N. suturalis suturalis ist die zentrale und häufigste Form der ganzen *suturalis*-Gruppe. Wohl aus faziellen Gründen bringt sie im obersten Coniac und tieferen Santon der bayerischen Kreide nur verhältnismäßig kleine Formen hervor, um erst im obersten Santon und Untercampan großwüchsig zu werden. Von ihr lassen sich im Coniac/Santon einige extreme Varianten abtrennen, die hier, soweit sie von stratigraphischem Nutzen sind, als eigene Unterarten betrachtet werden.

Neoflabellina suturalis praerugosa HILTERMANN

Abb. 12, 15, 16

Neoflabellina praerugosa n. sp. — HILTERMANN 1952, S. 53; Abb. 3, Fig. 12—14.
Neoflabellina praerugosa HILTERMANN 1952. — HILTERMANN & KOCH 1962, (in SIMON, BARTENST. & A.) S. 307; Taf. 49; Fig. 12.

Eine Unterart von *N. suturalis* mit mehr rhombischem statt deltoidischem Umriß. Mündungen offene oder geschlossene Bögen, selten mit Zinken. Spira wenig aufgerollt, auch noch im Untersanton liegt der Proloculus nahe der Basis, und mindestens 2 nichtreitende Kammern bleiben evolut.

Vorkommen: Selten im Coniac und Untersanton der Regensburger Kreide und des Innviertels, vereinzelt im Mittelsanton des Helvetikums.

Bemerkungen und Beziehungen: Die von HILTERMANN ursprünglich als selbständige Art gedachte Form spielt im bayerischen Coniac/Santon offenbar eine viel geringere Rolle als in Nordwestdeutschland. Sie unterscheidet sich von *N. suturalis suturalis* im wesentlichen nur durch den mehr rhombischen Umriß. Nachdem HILTERMANN & KOCH (1957) für *N. rugosa* (D'ORB.), die Nachfolgerin von *N. suturalis* im Campan, zeigen konnten, daß der Umriß kein artlich trennendes Merkmal ist, da ferner dieselbe Variation des Umrisses auch bei *N. ovalis* (WED.) und später bei *N. reticulata* (REUSS) zu beobachten ist, dürfte auch bei den Formen der *suturalis*-Gruppe der Umriß allein keine Artunterscheidung ausmachen. Da jedoch im Untersanton noch rhombische Formen mit, im Vergleich zu den mehr involuten Spiren der gleichaltrigen deltoidischen Formen, relativ primitiven Spiren auftreten, soll *praerugosa* hier als Unterart von *N. suturalis* beibehalten werden.

Neoflabellina suturalis praecursor (WEDEKIND)

Abb. 23, 32, 33, 39, 86, 117

Flabellina sphenoidalis mut. *praecursor* n. mut. — WEDEKIND 1940, S. 195, Abb. 11; Taf. 10, Fig. 7.

Neoflabellina sphenoidalis praecursor (WEDEKIND 1940). — HILTERMANN & KOCH (in SIMON, BARTENST. & A.) 1962, S. 310; Taf. 49, Fig. 20.

Eine Unterart von *N. suturalis* mit sphenoidalem Umriß; Suturen auffallend gerade, mit offenen oder geschlossenen, charakteristisch weit aufgebogenen Mündungsfiguren, die oft Zinken tragen und zuweilen fast zu unregelmäßigen Kappen vervollständigt sind. Körnelung zwischen den Suturen. Spira kurz, meist ziemlich involut, wie bei den gleichzeitigen suturalis-Spiren, mit 2—3 Folgekammern neben oder etwas unterhalb des Proloculus und 1—2 evoluten nichtreitenden Kammern.

Vorkommen: Ab dem Untersanton im Innviertel und Helvetikum. Selten. Bis Obersanton.

Bemerkungen und Beziehungen: Nachdem die Art *N. sphenoidalis* (WED.) von HILTERMANN & KOCH (1957) als Unterart von *N. rugosa* (D'ORB.) erkannt worden ist, kann die Form *praecursor* nicht länger als Unterart von *N. sphenoidalis* geführt werden. Sie entspricht keinesfalls einer eigenen Art, sondern gehört nach ihrer Spira und ihren Mündungsfiguren zu *N. suturalis*. Sie unterscheidet sich von der Nominatunterart durch dieselben Merkmale wie die jüngere *N. rugosa sphenoidalis* (WED.) von *N. rugosa leptodisca* (WED.), nämlich durch den Umriß und durch die geraden Suturen. Die Trennung von der Nominatunterart ist nur deshalb sinnvoll, weil die Form offenbar stratigraphisch eine Rolle spielt: Sie setzt im Untersanton ein und reicht bis in das Obersanton.

Neoflabellina suturalis rostrata (WEDEKIND)

Abb. 81, 87, 88

Flabellina sphenoidalis mut. *rostrata* n. mut. — WEDEKIND 1940, S. 197; Taf. 9, Fig. 32 (non Fig. 31).

Neoflabellina deltoidea „rostrata" (WEDEKIND). — HILTERMANN & KOCH 1956, S. 38.

Neoflabellina rhombica (WEDEKIND). — SALAJ & SAMUEL 1966, S. 134; Taf. 27, Fig. 22—23.

Eine Unterart von *N. suturalis* mit etwa rhombischem bis schwach deltoidischem Umriß. Suturleisten je nach Umriß gerade bis leicht gebogen, vielfach etwas unregelmäßig (ähnlich *N. suturalis praecursor).* Mündungen meist mit einfachen offenen oder geschlossenen Bögen, die zuweilen aufgebogen oder zu Zinken verlängert sind und selten auf den letzten Kammern einzelne Kappen tragen. Intersuturale Körnelung. Typisch ist außer dem Umriß vor allem die sehr lange und meist weit vorspringende Spira, die trotz desselben Aufrollungsgrades wie bei *N. suturalis suturalis* noch 3—4 evolute Kammern hat. Insgesamt sind 6—8 nichtreitende Folgekammern vorhanden.

Vorkommen: Ab dem Grenzbereich Coniac/Santon, vor allem im Helvetikum, seltener und mehr mit Übergangsformen zur Nominatunterart im Innviertel. Bis höheres Santon.

Beziehungen: *N. deltoidea „rhombica"* (Wed.) bei Hiltermann & Koch 1956 hat eine kurze Spira und nur den Umriß mit *N. suturalis rostrata* gemeinsam. Sie wird hier nicht von *N. suturalis suturalis* getrennt, da sie stratigraphisch in Bayern unbrauchbar ist.

Neoflabellina rugosa (d'Orbigny)

Abb. 42

Flabellina rugosa, d'Orbigny. — D'Orbigny 1840, S. 23 f.; Taf. 2, Fig. 4, 5, 7.
Neoflabellina rugosa (D'Orbigny). — Hiltermann & Koch 1957, S. 274; Abb. 1 (1—19); Taf. 7—9; Taf. 10, Fig. 28—35. (Hier ausführliche Synonymieliste).

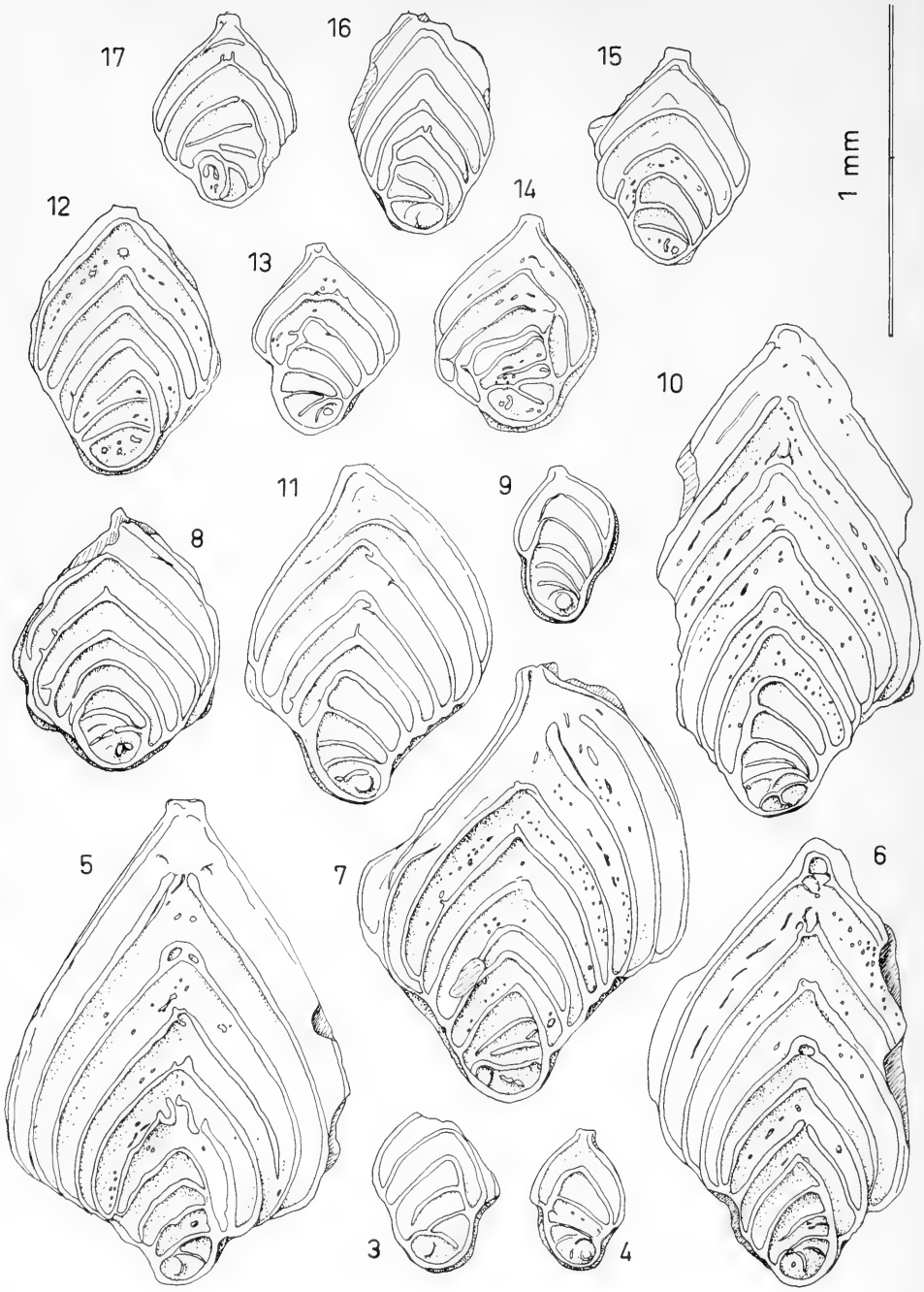
Flache bis schwach gewölbte Neoflabellinen mit deltoidischem, rhombischem oder sphenoidalem Umriß (alle Variationen) und entsprechend leicht gebogenen bis geraden Suturen. Einfache Mündungskappen auf fast allen Kammern. Mehr oder minder starke intersuturale Körnelung. Spira kurz, involut: Proloculus über der ersten, zuweilen auch über der zweiten Folgekammer gelegen. Nur 1—2 nichtreitende Kammern evolut.

Vorkommen: Die Art tritt gewöhnlich erst im Campan auf. Hier wurden im obersten Obersanton der Bohrung Ortenburg CF 1003 schon einzelne Formen gefunden, die zu dieser Art gehören.

Beziehungen: Durch den Besitz von je einer Mündungskappe auf den reitenden Kammern unterscheidet sich die Art deutlich von *N. suturalis* und ihren Unterarten. Hiltermann & Koch (1957, S. 282, Abb. 1) konnten zeigen, daß auch Exemplare, die im Auflicht keine gleichmäßigen Mündungskappen aufweisen, diese im Durchlicht erkennen lassen. Eine weitere Unterscheidungsmöglichkeit bietet nach diesen Autoren das Verhältnis von Spirawinkel zur Anzahl der Spirakammern („Evolutionsindex"), jedoch nur dann, wenn große Populationen vorliegen, da diese Werte eng beieinander liegen und sich vielfach überschneiden.

c) Die *ovalis*-Gruppe

Große, vollkommen flache Neoflabellinen mit Tendenz zur Ausbildung von einfachen Mündungsbögen ohne Kappen und mit langer, evoluter Anfangsspira.


17
16
15
1 mm
12
13
14
10
11
9
8
5
7
6
3
4

Neoflabellina ovalis ssp. A

Abb. 5—6, 9, 11

Belegstücke: Slg. Bayer. Geol. Landesamt.

Flache Neoflabellinen, meist mit mehr oder minder breitem deltoidischem, zuweilen aber auch fast rhombischem Umriß. Körnelung zwischen den schwach gebogenen Suturen. Mündungen meist geschlossene oder offene einfache Bögen, daneben jedoch auch Zinken und vereinzelt Mündungskappen, in einem Fall sogar doppelte Kappen (Abb. 5). Charakteristisch ist die kaum eingerollte Spira: Der Proloculus liegt an der Basis, meist allein, seltener zusammen mit der ersten Folgekammer, die noch durch eine Suturleiste äußerlich sichtbar von ihm getrennt wird. Insgesamt 4—5 nichtreitende Folgekammern, davon 2—3 evolut.

Vorkommen: Bisher nur im Regensburger Gebiet nachgewiesen, vom obersten Mittelconiac bis in den unteren Teil des Oberconiac.

Beziehungen: Von *N. ovalis ovalis* (Wed.) unterscheidet sich die Unterart durch die kürzere breitere Spira, deren Suturen nicht auf die Basis der Form weisen, sondern mehr waagrecht liegen. Die erste Folgekammer wird bei ihr noch deutlich durch eine Suturleiste vom Proloculus getrennt.

Neoflabellina ovalis ovalis (Wedekind)

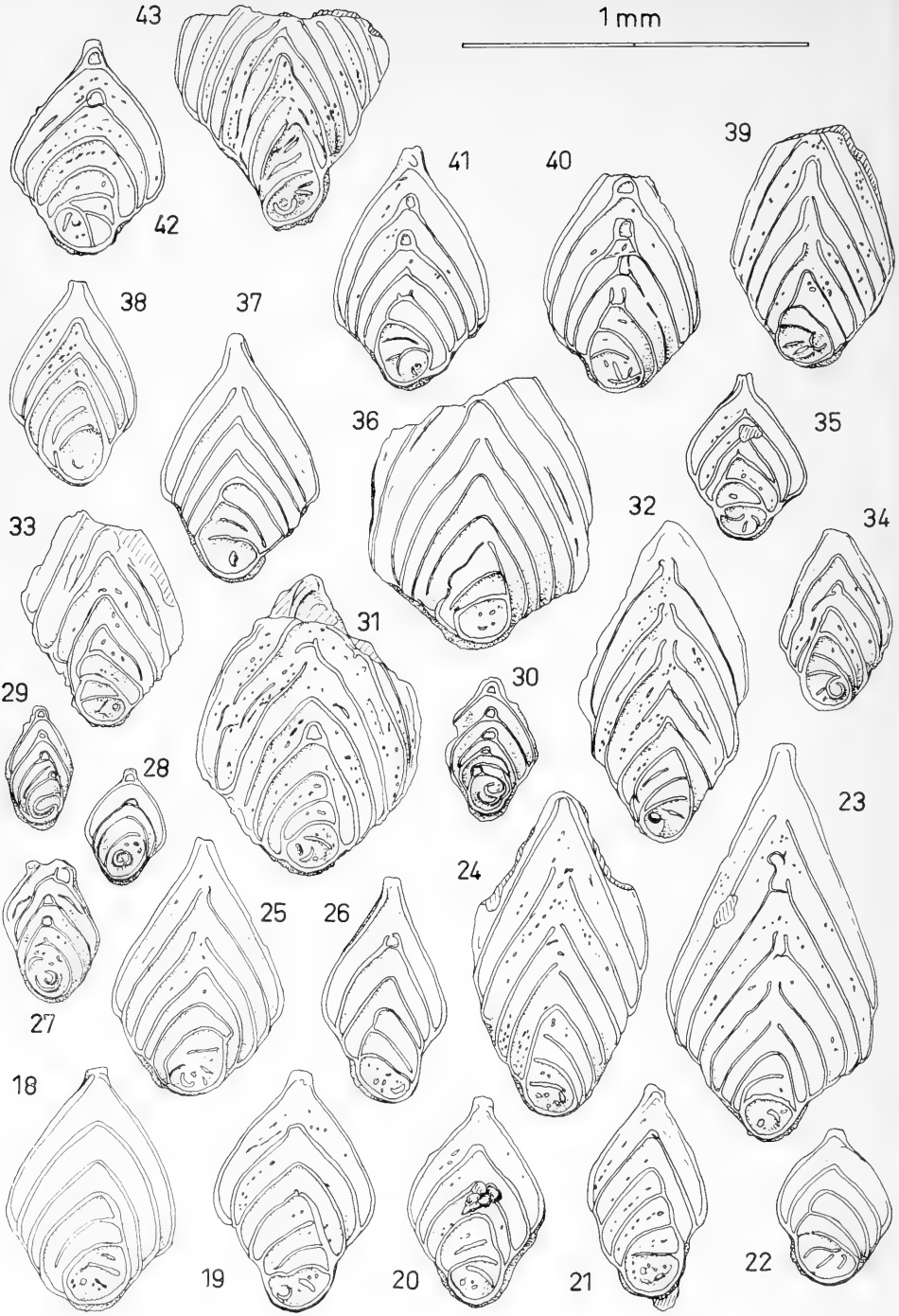
Abb. 96—100

Flabellina ovalis n. sp. — Wedekind 1940, S. 187, Abb. 5.
Palmula suturalis (Cushman). — Schijfsma 1946, S. 50 f.; Taf. 3, Fig. 6, 7.

Flache Neoflabellinen mit ovalem bis rhombischem, zuweilen aber auch deltoidischem Umriß. Lange, nur wenig gebogene Suturen, mit offenen oder geschlos-

---

Abb. 3—17: Bohrung Parkstetten 1, Hellkofener Mergel, Coniac
3—4: 611,6—612,8 m; Oberstes Mittelconiac
N. ovalis cf. ssp. A (unausgewachsene Exemplare)
5—6: 610,5—611,6 m; Unterstes Oberconiac
N. ovalis ssp. A
7: 609,5—610,5 m; Oberconiac
N. cf. *ovalis* ssp. A (→ *N. suturalis* [Cush.])
8—11: 607,6—609,5 m; Oberconiac
9, 11: N. *ovalis* ssp. A
10: *N.* cf. *ovalis* ssp. A (→ *N. suturalis* [Cush.])
8: *N. suturalis* cf. *suturalis* (Cush.)
12—15: 594,3—598,5 m; Oberconiac
13, 14: *N. suturalis* cf. *suturalis* (Cush.)
12, 15: *N. suturalis praerugosa* Hiltermann
16—17: 580,5—588,5 m; Oberstes Coniac
16: *N. suturalis praerugosa* Hilterm.
17: *N. suturalis suturalis* (Cush.)


1 mm
43
42
41
40
39
38
37
36
35
34
33
32
31
30
29
28
27
25
26
24
23
18
19
20
21
22

senen, sehr selten aufgebogenen Mündungsbögen. Schwache intersuturale Körnelung. Spira typisch vaginulinaartig, langgestreckt, fast ganz evolut: Proloculus an der Basis, von der folgenden, schräg darüberliegenden Kammer äußerlich durch keine Suturleiste getrennt. 3—5 evolute, nichtreitende Folgekammern mit sehr steil stehenden langen Suturen.

Vorkommen: Oberste Amdener Schichten (Obersanton der Bohrung Sauersberg) und Grünsand-Übergangsschichten (? Untercampan, sehr häufig). Selten auch im Innviertel im obersten Santon.

Beziehungen: Diese typische Form ist eigentlich unverwechselbar, wenn man auf die Spira achtet. Die Unterschiede zu *N. ovalis* ssp. A sind bei dieser Form dargelegt worden.

Der Einfluß der Ökologie

a) Häufigkeit

Die Zahl der Neoflabellinen schwankt in den einzelnen Proben stark. Selten können sie das Faunenbild bestimmen; meist erfordert es aber langes Auslesen, um eine ansehnliche Population zu erhalten, und sehr oft fehlt die Gattung völlig. Ver-

---

Abb. 18—33: Bohrung Füssing 1, Innviertel, Unter- und Mittelsanton

18—22: 629,4—637,1 m; Untersanton
18, 20, 22: *N. suturalis suturalis* (Cush.)
21: *N. suturalis* cf. *suturalis* (Cush.)
19: *N. suturalis* cf. *rostrata* (Wed.)

23—26: 599,0—605,1 m; Untersanton
23: *N. suturalis praecursor* (Wed.)
24—25: *N. suturalis suturalis* (Cush.)
26: *N. suturalis* cf. *praerugosa* Hilterm. (× *N. ovalis* ssp. A)

27—28: 582,0—584,45 m; Mittelsanton
N. interpunctata (Von Der Marck)

29—33: 561,5—568,5 m; Mittelsanton
29—30: *N. interpunctata* (Von Der Marck)
31: *N.* cf. *gibbera gibbera* (Wed.)
32—33: *N. suturalis praecursor* (Wed.)

Abb. 34—43: Bohrung Ortenburg CF 1003, Innviertel, Mittel- bis Obersanton

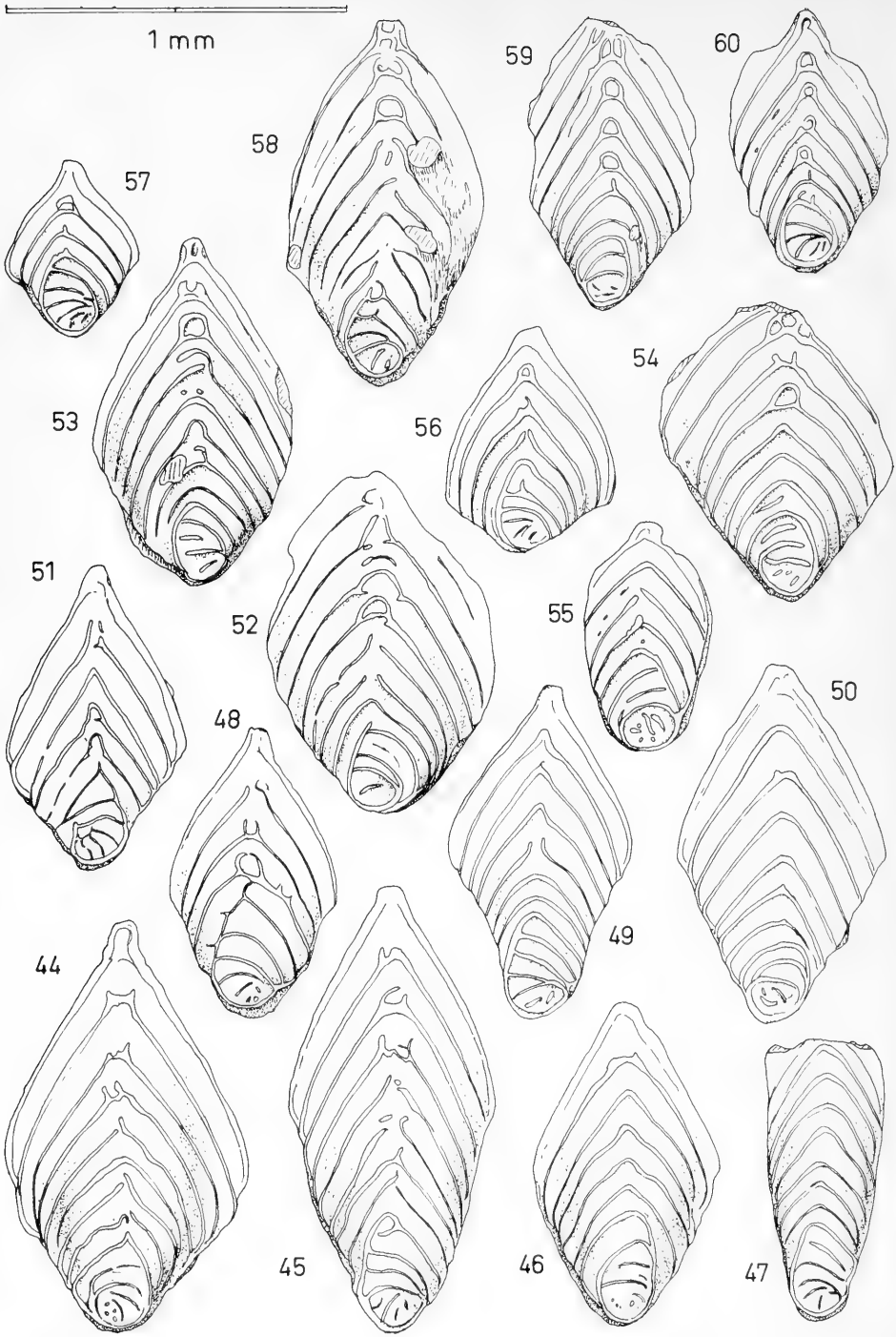
34—36: 413—414 m; Mittel- bis Obersanton
34—35: *N. suturalis suturalis* (Cush.)
36: *N. suturalis* cf. *suturalis* (Cush.)

37—38: 412—413 m; Mittel- bis Obersanton
N. suturalis suturalis (Cush.)

39—41: 399—401 m; Obersanton
39: *N. suturalis praecursor* (Wed.)
40—41: *N.* cf. rugosa (D'Orb.)

42: 396—397 m; Obersanton; *N. rugosa* (D'Orb.)

43: 353—354 m; Oberstes Santon; *N.* cf. *ovalis* (Wed.)


1 mm
59
60
58
57
54
53
56
51
52
55
48
50
49
44
45
46
47

sucht man nun, die Häufigkeit der Neoflabellinen mit dem jeweiligen Lebensraum in Beziehung zu setzen, wie er uns aus der übrigen Fauna und der Art des Sediments bekannt ist, so zeigt sich, daß tiefere Ablagerungsräume im allgemeinen eine ärmere Neoflabellinenfauna enthalten als die flacheren. So erreicht der Anteil der benthonisch lebenden Neoflabellinen sein Maximum in den ausgesprochen küstennahen Flachwasserablagerungen kurz unter (Bohrung Sauersberg), und besonders direkt über dem Ostreen führenden Stallauer Grünsandstein, wo die pelagischen Globotruncanen und Heteroheliciden zurücktreten. Das Minimum liegt dagegen in den pelagischen Mergeln der Buntmergelserie, wo oft nur 1—2 Exemplare aus einer Probe geborgen werden können.

b) Wölbung der Seitenflächen

In dem neritischen Bereich der Bohrung Parkstetten 1 sind im Coniac ausschließlich die flachen Formen der *ovalis*- und *suturalis*-Gruppen vertreten, während gleichzeitig im bathyalen helvetischen Raum die schwach gewölbte *N. gibbera* neben ganz wenigen, vielfach kleinwüchsigen Exemplaren mit flachen Seitenflächen dominiert (Probe 4581).

Um die Wende Coniac/Santon (4576) herrschen hier noch die gewölbten Formen vor. Ab dem Untersanton (2659, 4592) wird mit dem Vordringen der Flachwasserfazies von N her die *suturalis*-Gruppe immer häufiger, um im höheren Santon die gewölbten Formen ganz in das tiefere (hemipelagische) Ultrahelvetikum (2642) zu verdrängen. Diese Trennung von gewölbten und flachen Neoflabellinen ist von nun an für die beiden Faziesräume in der gesamten höheren Oberkreide (Obersanton - Maastricht) charakteristisch.

Wie eingangs erwähnt, griff die Seichtwasserfazies aber im obersten Santon weit nach S in das Ultrahelvetikum vor. Die Proben dieses Übergangsbereichs zei-

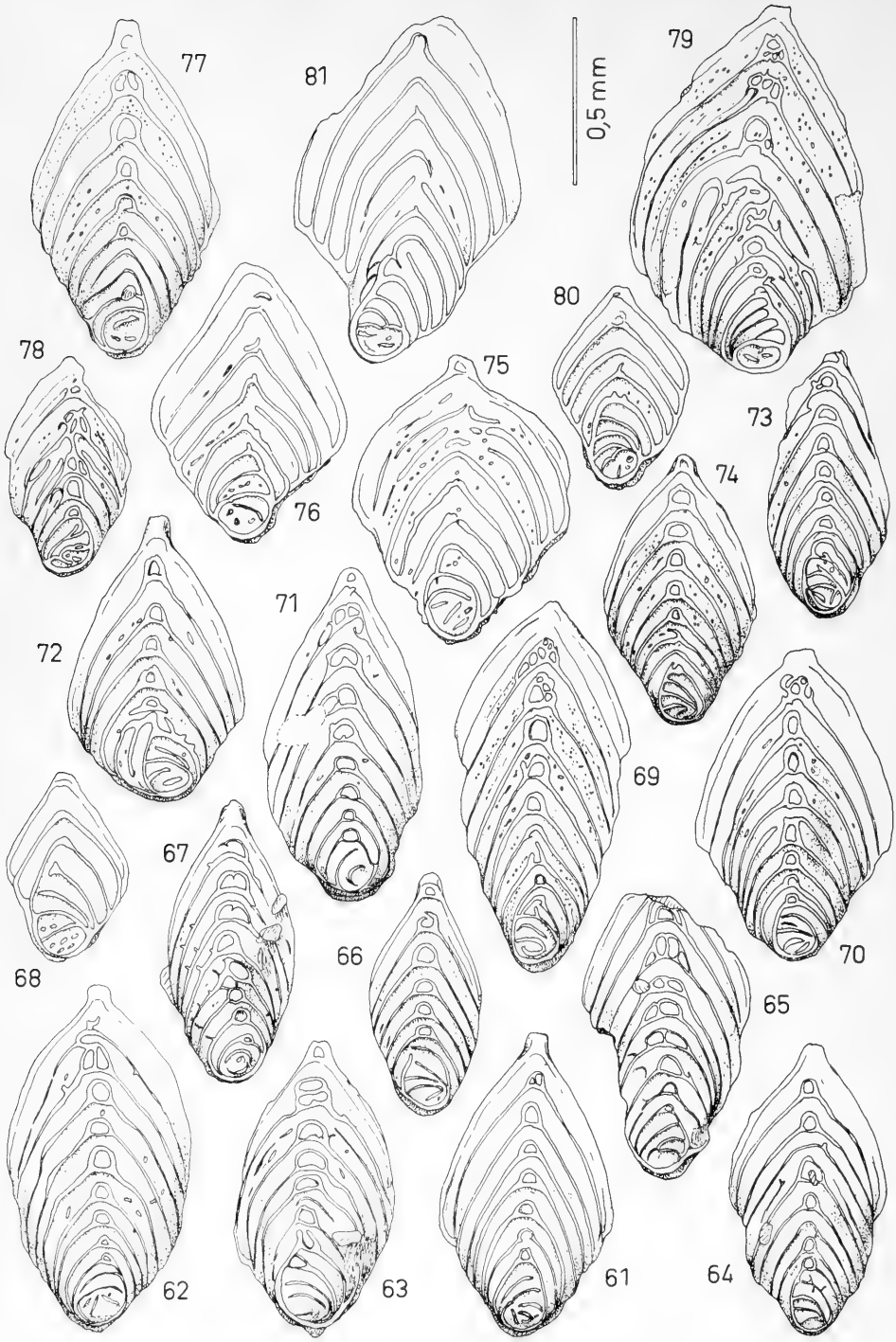
---

Abb. 44—60: Untere Amdener Schichten, höheres Coniac, Helvetikum, Schußkogel/Tegernsee.

44—51: Unterste Amdener Schichten, Übergangsbereich Seerwerkalk/Amdener Schichten, Probe 4579
44—48: *N. gibbera gibbera* (Wed.)
49—50: Zwischenformen zwischen *N. gibbera* (Wed.) und *N. suturalis* (Cush.)
51: *N. suturalis suturalis* (Cush.) (geänderte Wachstumsrichtung)

52—57: Untere Amdener Schichten, Probe 4581, ca. 15 m über Probe 4579
52—54: *N. gibbera* cf. *gibbera* (Wed.) (Übergangsformen zu *N. gibbera pilleifera* n. ssp.)
55: *N. gibbera gibbera* (Wed.)
56—57: *N. suturalis suturalis* (Cush.)

58—60: Untere Amdener Schichten, Probe 4583
58: Übergangsform zwischen *N. gibbera gibbera* (Wed.) und *N. gibbera pilleifera* n. ssp.
59—60: *N. gibbera pilleifera* n. ssp.


0,5 mm
77
81
79
80
78
75
73
76
74
72
71
69
67
70
68
66
65
62
63
61
64

gen alle möglichen Verhältnisse von flachen und gewölbten Formen: Überwiegen von flachen Formen über seltene kleinwüchsige gewölbte mehr im N (3273, 4568) bis zum Überwiegen von gewölbten Exemplaren im S (3275). Ein entsprechendes Zusammenvorkommen von flachen Neoflabellinen mäßiger Größe mit einzelnen kleinwüchsigen gewölbten Formen finden wir im tieferen Santon der Bohrung Füssing 1 im Innviertel, während die gewölbten Formen im Santon von Ortenburg CF 1003 bereits fehlen. Diese Bohrung liegt ca. 45 km weiter NW, etwa auf halbem Wege zwischen Füssing 1 und Parkstetten 1.

Eine entsprechende Beobachtung findet man bei Hiltermann & Koch (1956, S. 42), die im küstennahen Santon von Lengede-Broistedt „*Neoflabellina interpunctata* und Verwandte" (= heutige *gibbera*-Gruppe) neben den häufig auftretenden *suturalis*- und *ovalis*-Formen vermißten, ihr Fehlen allerdings auf die „Erzfazies" zurückführten.

Bei *N. rugosa* (d'Orb.) stellten diese Autoren später (1957, S. 284) eine „mehr oder weniger deutliche Wölbung" der Seitenflächen zu verschiedenen Zeiten fest, die „weitgehend von ökologischen Bedingungen beeinflußt" ist. Und zwar kann man dem Text entnehmen (S. 283 f.), daß im mehr küstennahen Sediment die flachen, in küstenferneren dagegen die gewölbten Formen auftreten.

c) Die Mündungskappen

Das Vorhandensein und die Anzahl von Mündungskappen wird m. E. außer vom phylogenetischen Entwicklungsniveau auch von der Tiefe des Lebensraumes beeinflußt. So fällt erstens auf, daß im bathyalen Coniac und tieferen Santon der Amdener Schichten bei den wenigen *suturalis*-Formen, selbst bei kleinwüchsigen

---

Abb. 61—68: Untere Amdener Schichten, Grenzbereich Coniac/Santon, Helvetikum, Reithgraben/Tegernsee, Probe 4576

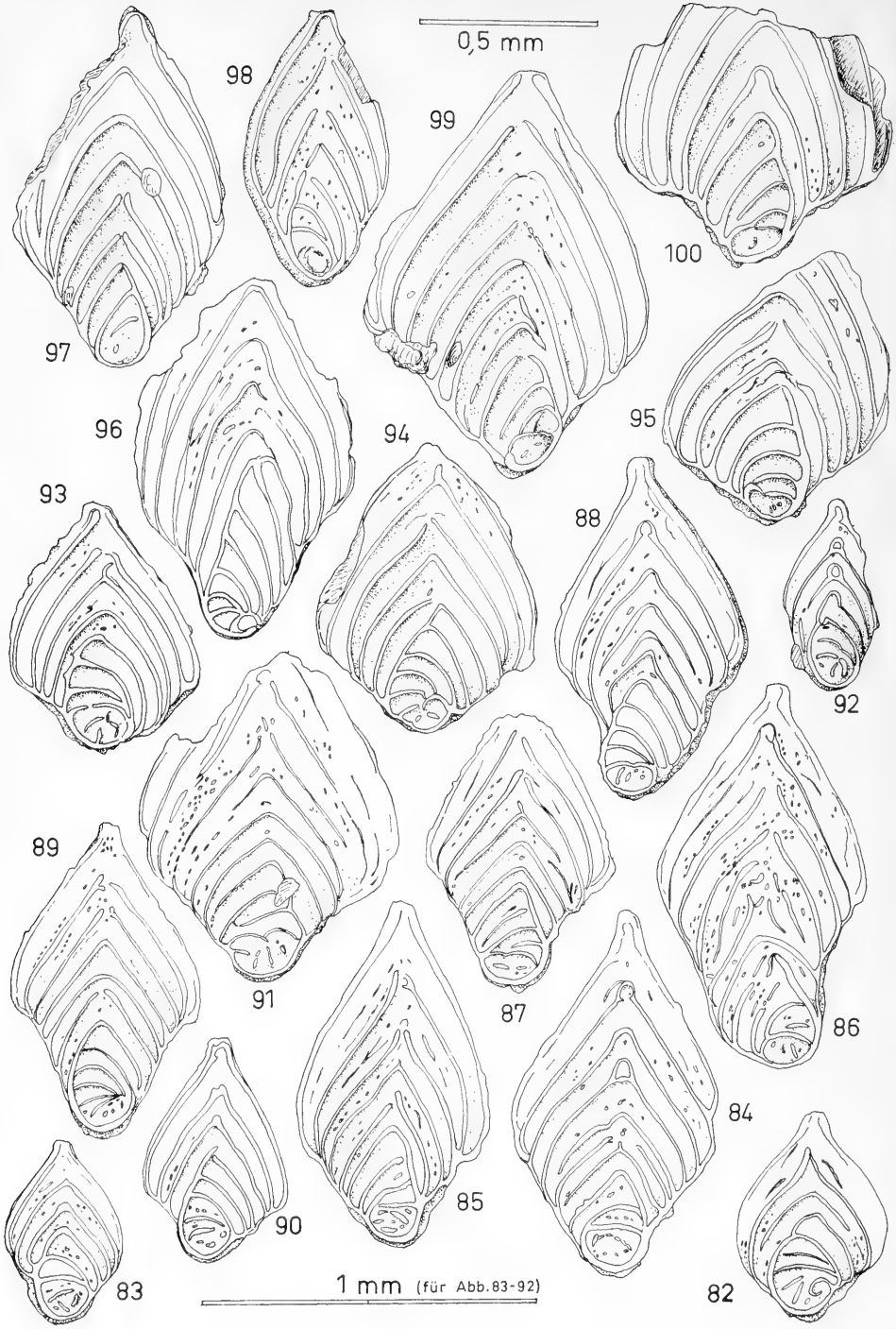
61: *N. gibbera pilleifera* n. ssp. (Holotypus)
62—66: *N. gibbera pilleifera* n. ssp.
67: *N. interpunctata* (Von Der Marck)
68: *N. suturalis suturalis* (Cush.)

Abb. 69—76: Untere Amdener Schichten, Untersanton, Helvetikum, Reithgraben/Tegernsee, Probe 2659

69—73: *N. gibbera* cf. *pilleifera* n. ssp.: Zwischenformen zu *N. interpunctata* (Von Der Marck); Abb. 69 und 73 stehen *N. interpunctata* besonders nahe.
74: *N. gibbera pilleifera* n. ssp.
75—76: *N. suturalis suturalis* (Cush.)

Abb. 77—81: Untere Amdener Schichten, Untersanton, Helvetikum, Gschwendtner Berg bei Hausham, Probe 4592

77: *N. gibbera pilleifera* n. ssp.
78—79: *N. gibbera* cf. *pilleifera* n. ssp. (→ *N. efferata* [Wed.])
80: *N. suturalis suturalis* (Cush.)
81: *N. suturalis rostrata* (Wed.)


0,5 mm
98
99
100
97
96
94
95
93
88
92
89
91
87
86
84
90
85
83
82
1 mm (für Abb.83-92)

Exemplaren, einzelne Mündungskappen vorkommen (Abb. 56, 57, 75). In der ausgesprochenen Flachwasserfazies der höchsten Amdener Schichten tritt dagegen bei keinem einzigen Exemplar eine Mündungskappe auf (Abb. 93—95), ebenso wie in den Grünsand-Übergangsschichten über dem litoralen Stallauer Grünsandstein. Erst mit dem erneuten Tieferwerden im unteren Obercampan der Pinswanger Schichten erscheinen dann bei *N. rugosa* wieder ausgeprägte Mündungskappen. Im Innviertel, wo im Obersanton eher eine Senkung des Ablagerungsraumes eintritt, setzt die Kappen tragende *N. rugosa* prompt auch schon um diese Zeit ein.

Zweitens spricht dafür, daß, nachdem sich während der bathyalen Entwicklung des helvetischen Raumes im Coniac-Untersanton rasch die Mündungskappen bei *N. gibbera pilleifera* und *N. interpunctata* vervielfacht hatten, im Flachwassermilieu des höheren Santons bei *N. interpunctata* keine weitere Steigerung der Kappenzahl mehr zu beobachten ist (erst wieder im Campan bis Maastricht der pelagischen Buntmergelserie) und z. T. sogar wieder nur einfache Kappen erscheinen.

Schließlich überzeugt der Vergleich der Entwicklung der Mündungskappen bei den gewölbten (*gibbera*-Gruppe) und den flachen (*suturalis*- und *ovalis*-Gruppe) Neoflabellinen. Erstere, die, wie oben ausgeführt, den tieferen Lebensräumen angepaßt sind, beginnen mit der regelmäßigen Ausbildung der Mündungskappen viel früher (im Coniac) als die *suturalis*-Gruppe (frühestens im Obersanton) und bringen es im Laufe ihrer Entwicklung zu einer weit größeren Vervielfachung der Kappen (bis achtfach auf einer Mündung im Maastricht), gegenüber allenfalls doppelten Kappen bei den flachen Neoflabellinen (*N. buticlua* Hilterm. im obersten Campan). Bei der auf küstennahes Flachwasser angewiesenen *ovalis*-Gruppe (s. u.) ist im Laufe der Entwicklung sogar ein Rückgang der Mündungskappen bis zum endgültigen Fehlen zu verzeichnen.

Abb. 82—85: Obere Amdener Schichten, Mittel- bis Obersanton, Helvetikum, Gaßler Berg/Tegernsee, Probe 3274

82—83: *N. suturalis suturalis* (Cush.)

84—85: *N. suturalis* cf. *praecursor* (Wed.) (× *N. suturalis suturalis* [Cush.])

Abb. 86—92: Obere Amdener Schichten, Mittel- bis Obersanton, Helvetikum, Ecker-Bach/Tegernsee, Probe 2502

86: *N. suturalis praecursor* (Wed.)

87—88: *N. suturalis rostrata* (Wed.)

89: *N. suturalis* cf. *rostrata* (Wed.)

90—91: *N. suturalis suturalis* (Cush.)

92: *N. interpunctata* (Von Der Marck)

Abb. 93—100: Oberste Amdener Schichten, Obersanton, Helvetikum, Bohrung Sauersberg B 35 bei Bad Tölz

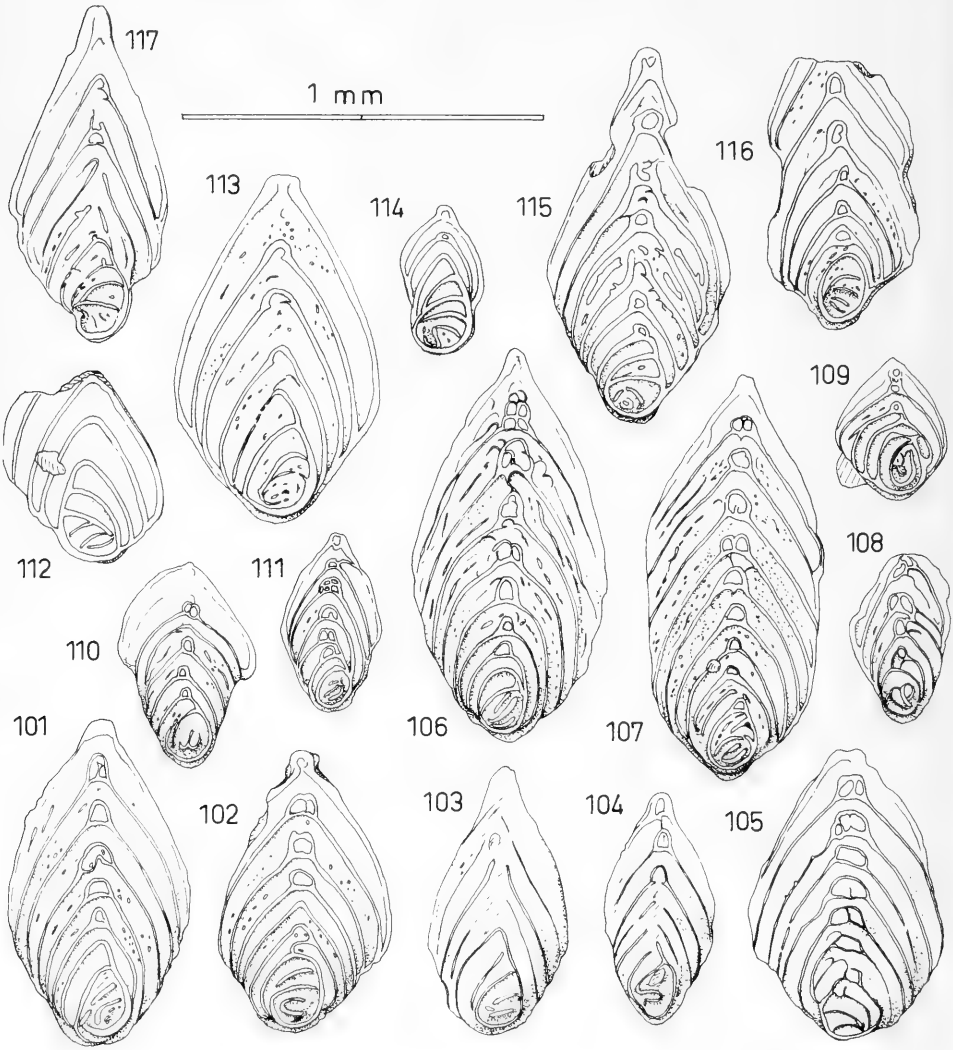
93—95: 255 m Teufe, ca. 15 m unter dem Stallauer Grünsandstein, Probe 3271 *N. suturalis suturalis* (Cush.)

96—100: 246 m Teufe, ca. 6 m unter dem Stallauer Grünsandstein, Probe 3272 *N. ovalis ovalis* (Wed.)

d) Die Einrollung der Spira

So bleibt nun noch die Frage übrig, ob der Einrollungsgrad der Anfangsspira von der Ökologie völlig unabhängig ist. Dieses Merkmal wird allgemein als ein wichtiges Kriterium der einzelnen Arten angesehen, das sich im Laufe der Entwicklung eindeutig von schwach involuten Spiren zu stark eingerollten umbildet. Diese Beobachtung HILTERMANN & KOCH's (1957) trifft prinzipiell sowohl bei der *gibbera*- als auch bei der *suturalis*-Gruppe auch auf das bayerische Material zu.

Es muß jedoch zu denken geben, daß *N. ovalis* von dieser Regel eine Ausnahme macht und daß dieses späte Auftreten einer „primitiven Spira" im Obersanton



(und ? Untercampan) an das extreme Flachwassermilieu unter und über dem Stallauer Grünsandstein gebunden ist. *N. ovalis* setzt im Obersanton plötzlich ohne Übergangsformen zur *suturalis*-Gruppe und ohne alle Vorläufer ein und endet mit der Flachwasserfazies ohne jeden Nachfolger. Dabei sei daran erinnert, daß auch *N. ovalis* ssp. A, die ältere Form mit extrem schwacher Aufrollung der Spira, in einem küstennahen flachen Lebensraum beobachtet wurde. Als Erklärung bietet sich da eine Faziesabhängigkeit dieser Form an, die also nur zu bestimmten Zeiten mit der Flachwasserfazies zusammen aus den Randbereichen in das Beckeninnere vordringt. Im Obersanton dürfte beispielsweise eine solche Zeit großräumigen Küstenverschiebungen entsprechen (Hebungen während der subherzynischen Phase) und damit das weit verbreitete gleichzeitige Auftreten dieser Art erklären. Überzeugend wird diese Annahme durch das Auftreten von *N. ovalis* in litoralen Sedimenten ganz verschiedener stratigraphischer Horizonte des Santons und auch des Campans. Hiltermann & Koch (1962 in Simon, Bartenst. & A.) zeichnen *N. ovalis* im obersten Coniac ein und verbinden dieses frühe Vorkommen mit gestrichelter Linie (= seltenes Vorkommen) über das tiefere Santon mit dem obersantonen Auftreten. Offenbar tritt im N die primitive Spira also auch im ganzen Santon gelegentlich auf.

Deutlich läßt sich die Beziehung zwischen dem Auftreten von *N. ovalis* und der Flachwasserfazies am Profil von Lengede-Broistedt erkennen (Hiltermann & Koch 1956). Dort fehlt *N. ovalis* (hierzu ist z. T. auch *N. „deltoidea ‚ovalis'"* zu rechnen) im „küstenfernen" Coniac und im tiefsten Santon, setzt im „küstennahen" Untersanton ein, bleibt fast völlig bis zum wiederum „küstennahen" oberen Mittelsanton aus, wo sie massenhaft erneut auftritt, „während der Formenreichtum der *deltoidea*-Varianten weiterhin abnimmt" und schließlich „alle anderen Formen nun ganz fehlen" (Hiltermann & Koch 1956, S. 40).

Abb. 101—104: Buntmergelserie, Untersanton, Ultrahelvetikum, Dieselbachgraben/Bl. Bergen, Probe 208
N. cf. *interpunctata* (Von Der Marck)

Abb. 105: Buntmergelserie, Santon, Ultrahelvetikum, Nattergraben/Bl. Bergen, Probe 209
N. gibbera pilleifera n. ssp.

Abb. 106—109: Südliche Buntmergelserie, Mittel- bis Obersanton, Ultrahelvetikum, Dürn-Bach/Tegernsee, Probe 2642
N. interpunctata (Von Der Marck)

Abb. 110—113: Nördliche Buntmergelserie, Obersanton, Ultrahelvetikum, Bacher Alm/Tegernsee, Proben 3273, 4568

110—111: *N. interpunctata* (Von Der Marck)

112—113: *N.* cf. *ovalis ovalis* (Wed.)

Abb. 114—117: Nördliche Buntmergelserie, Mittel- bis Obersanton, Ultrahelvetikum, Dürn-Bach/Tegernsee, Probe 3275

114—116: *N. gibbera* cf. *pilleifera* n. ssp.

117: *N. suturalis praecursor* (Wed.)

Im bayerischen Helvetikum reicht *N. ovalis* noch weit in Schichten hinauf (Grünsand-Übergangsschichten), aus denen *Belemnitella mucronata* SCHLOTH. angegeben wird, eine Art, die allgemein als Leitform des Obercampans gilt. Die Deutung von *N. ovalis* als Faziesfossil würde den eingangs erwähnten Widerspruch zwischen makro- und mikropaläontologischer Datierung dieser Schicht wesentlich abschwächen. Auch SCHIJFSMA (1946, Taf. 3, Fig. 6, 7) bildet ja *N. ovalis* noch aus dem Campan von Limburg ab, die nach der Fundortangabe in küstennahen glaukonischen Sandmergeln gefunden wurde (S. 18). Für eine solche Deutung spricht auch das untypische nud nur seltene Auftreten dieser Art im höchsten Obersanton der Bohrung Ortenburg CF 1003, wo um diese Zeit keine Litoralbildungen festzustellen sind.

Ein zweites Beispiel für eine derartige Relation zwischen Aufrollungsgrad der Spira und Ablagerungstiefe sehe ich in der extrem stark involuten Spira von *N. interpunctata,* die ja eindeutig den tieferen Lebensraum bevorzugt, indem sie küstennahes Flachwasser ausgesprochen meidet und den tiefsten Beckenteil, das Ultrahelvetikum, als einzige *Neoflabellina* besiedelt.

e) Zusammenfassender Überblick

Zusammenfassend darf also gesagt werden, daß die *ovalis*-Gruppe mit extrem flachen Seitenflächen, evoluter, vaginulinaartiger Initialspira und ohne oder mit allenfalls sehr seltenen Mündungskappen dem küstennahen Flachwassermilieu angepaßt ist. Die *suturalis*-Gruppe mit mehr oder minder flachen Seitenflächen, mäßig eingerollter Spira und geringer Tendenz zur Ausbildung von Mündungskappen bewohnt das neritische, gelegentlich auch das bathyale Flachwasser und die *gibbera*-Gruppe mit gewölbten Seitenflächen und Tendenz zu stark involuten Spiren und zur Vervielfachung der Mündungskappen den tieferen Lebensbereich (hemipelagisch bis bathyal). Bei *suturalis*- und *gibbera*-Gruppe reagiert die Wölbung der Seitenflächen und Ausbildung und Zahl der Mündungskappen überdies auch innerhalb jeder Gruppe auf Schwankungen der Meerestiefe. Die Neoflabellinenpopulationen der Flachsee sind wesentlich individuen- und artenreicher als diejenigen der hemipelagischen Tiefsee.

Stratigraphische Verwendbarkeit

Betrachtet man die einzelnen Ablagerungsräume des bayerischen Coniac/Santons gesondert, so lassen sie sich mit Neoflabellinen jeweils sehr schön stratigraphisch gliedern (Abb. 118).

So tritt im Innviertel im Untersanton die *suturalis*-Gruppe allein auf, im Mittelsanton kommt *N. interpunctata* hinzu, und im obersten Santon erscheinen *N. rugosa* und *N.* cf. *ovalis.*

Im höheren Coniac des Helvetikums ist *N. gibbera gibbera* leitend. Sie wird im obersten Coniac von *N. gibbera pilleifera* abgelöst. Im Grenzbereich Coniac/Santon erscheint dazu *N. interpunctata.* Ab dem Untersanton wird die *suturalis*-

Gruppe immer häufiger, während die *gibbera*-Gruppe verschwindet. Im Obersanton beherrscht *N. suturalis suturalis* mit großwüchsigen Exemplaren das Faunenbild, und im obersten Santon des Helvetikums ist *N. ovalis* allein vertreten.

Das Ultrahelvetikum führt im Untersanton selten *N. gibbera pilleifera* und *N.* cf. *interpunctata,* während im höheren (Mittel- bis Ober-) Santon *N. interpunctata* die ganze Neoflabellinenfauna ausmacht. Nur in den nördlicheren, dem Helvetikum benachbarten Proben gesellen sich dazu einzelne Formen der *suturalis*-Gruppe und zuweilen *N. ovalis.*

Eine ähnliche, vielfach auf Häufigkeitsvorkommen begründete und ebenfalls nur lokal gültige Gliederung des Coniac/Santons haben Hiltermann & Koch für Lengede-Broistedt (S Hannover) erarbeitet.

Daraus ist zu ersehen, daß die Neoflabellinen keineswegs in allen Ablagerungsräumen zur gleichen Zeit auch mit den gleichen Leitformen vertreten sind, und aus dem, was weiter oben über die ökologische Abhängigkeit gesagt wurde,

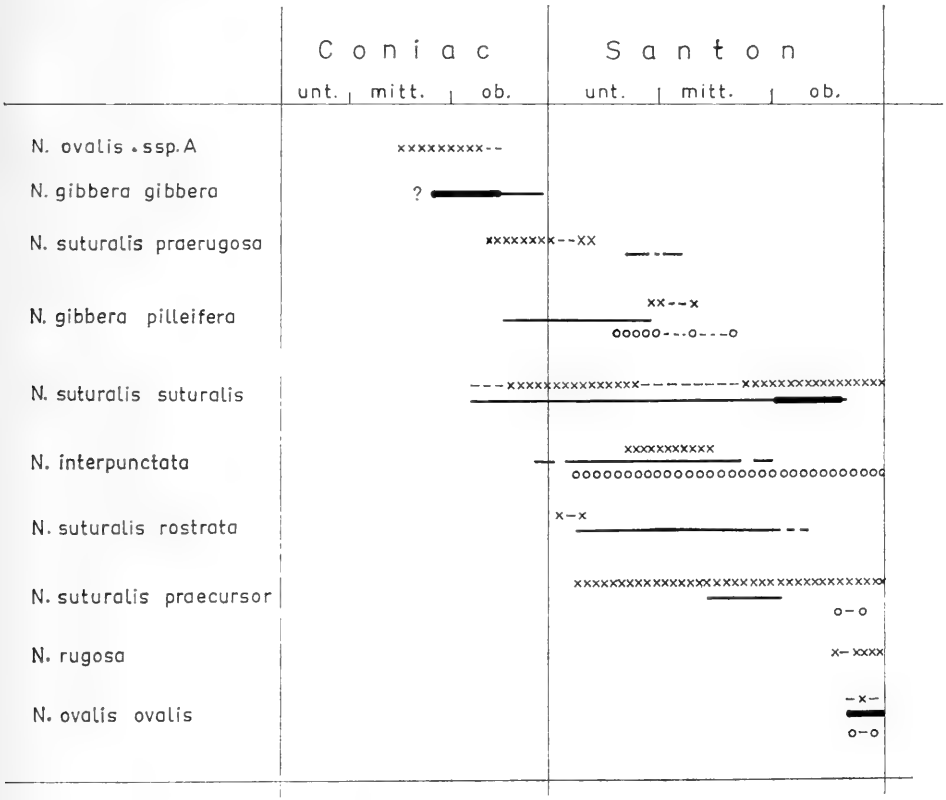


Abb. 118: Stratigraphische Verbreitungstabelle. Kreuze = Verbreitung im Innviertel und in der Regensburger Kreide; ausgezogene Striche = Verbreitung im Helvetikum; Kreise = Verbreitung im Ultrahelvetikum

ging schon hervor, daß mancher Wechsel der Neoflabellinenfauna lediglich einem Fazieswechsel in dem betreffenden Sedimentationsraum entspricht. Ein Beispiel dafür ist etwa die Ablösung der *gibbera*-Gruppe durch die *suturalis*-Gruppe, die den Fazieswechsel zwischen unteren und oberen Amdener Schichten kennzeichnet.

Vergleicht man jedoch die Gesamtverbreitungsdauer der einzelnen Arten im bayerischen Coniac/Santon mit den Angaben aus anderen Gebieten, wie z. B. aus Nordwestdeutschland (zuletzt Hiltermann & Koch in Simon, Bartenst. & A. 1962) oder den Westkarpaten (Salaj & Samuel 1966), so zeigt sich, daß diese etwa übereinstimmen oder nur geringfügig voneinander abweichen, so daß ihre stratigraphische Aussagekraft im wesentlichen erhalten bleibt, wenn die Ablagerungstiefe berücksichtigt wird.

N. suturalis praerugosa wird aus Norddeutschland vom Unterconiac bis Untersanton angegeben mit der Hauptverbreitung im Oberconiac und tiefsten Untersanton. Auch in Bayern tritt die Art vor allem im Oberconiac auf, reicht vereinzelt jedoch noch bis in das Mittelsanton.

N. ovalis ssp. A ist bisher nur aus dem höheren Mittelconiac bis zum tieferen Oberconiac bekannt. Ihr Leitwert ist jedoch nicht erwiesen, da sie vorerst nur in einer einzelnen Bohrung angetroffen wurde.

N. gibbera gibbera ist auf das Coniac beschränkt und kommt nicht mehr mit *Sigalia* zusammen vor. In den tiefsten Proben der Amdener Schichten ist sie schon häufig; ihr erstes Auftreten bleibt daher unbekannt. Auch Wedekind (1940) hat sie aus dem höheren Coniac bis tieferen Santon beschrieben.

Im höheren Oberconiac, noch vor dem Einsatz von „*Sigalia deflaensis*", beginnt die Unterart *N. gibbera pilleifera* in Bayern die Nominatunterart abzulösen. Hiltermann & Koch (1962 in Simon, Bartenst. & A.) geben diese Form freilich erst ab dem Santon an, und in den Westkarpaten (Salaj & Samuel 1966, Tab. 26: = „*N. gibbera*") tritt sie ebenfalls erst zusammen mit „*Sigalia carpatica*" im Untersanton auf. Die Obergrenze ihrer Verbreitung liegt nach diesen Autoren im Mittelsanton, was auch für Bayern zutrifft.

N. suturalis suturalis hat eine allzu lange Reichweite (Oberconiac bis Untercampan), um für eine feinere Unterteilung in Frage zu kommen.

Im Grenzbereich Coniac/Santon, zusammen mit „*Sigalia deflaensis*", stellt sich mit vereinzelten Exemplaren schon *N. interpunctata* ein und reicht bis weit über das Santon hinaus. Nach Hiltermann & Koch (1962 in Simon, Bartenst. & A.) setzt die entsprechende *N. „gibbera* n. subsp. a" in Norddeutschland erst im oberen Mittelsanton ein und wird erst im Campan häufiger.

N. suturalis rostrata und *N. suturalis praecursor* schließen beide das Coniac aus. Sie erscheinen im Untersanton. Die erste Unterart reicht bis Mittelsanton und kommt mit wenigen untypischen Formen auch noch im tieferen Obersanton vor. Dieselbe Verbreitung geben Salaj & Samuel (1966, S. 134) für die entsprechende *N. „rhombica"* an. Offenbar kommen jedoch in anderen Gebieten zumindest äußerst ähnliche Formen auch noch wesentlich später vor. Cushman (1935, Taf. 13, Fig. 11) bildet ein Exemplar aus dem Campan ab und Scheibnerova (1961, S. 58, Fig. 2) sogar aus dem oberen Maastricht. Die obere Verbreitungsgrenze muß daher

noch geprüft werden. *N. suturalis praecursor* ist, wie in Nordwestdeutschland auch, im ganzen Santon verbreitet.

N. rugosa setzt in Bayern stellenweise offenbar etwas früher ein als in Norddeutschland. Im Obersanton beginnt sie noch vor dem Erscheinen von *Bolivinoides strigillatus*. Die Verbreitungsangabe aus dem Emscher von Polen (Pozaryska 1957, S. 12, 164) beruht auf einer sehr weiten Artfassung, in die *N. suturalis* miteinbezogen ist.

Hiltermann & Koch (1962 in Simon, Bartenst. & A.) geben *N. ovalis* neuerdings schon im Oberconiac an, dann folgt eine lange Zeit mit nur gelegentlichem Auftreten der Art, und erst im obersten Mittelsanton setzt sie dann wieder voll ein. Ich konnte die typische *N. ovalis ovalis* nie tiefer als im Obersanton beobachten. Es muß hier auch erwähnt werden, daß ihr Häufigkeitsmaximum sogar erst über dem Stallauer Grünsandstein in den Grünsand-Übergangsschichten liegt, die nach Belemnitenfunden in das Untercampan gestellt werden. Auch in Limburg (Schijfsma 1946) läßt sich die Art noch im Campan nachweisen.

Literaturverzeichnis

Bettenstaedt, F.: Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen. — Z. D. geol. Ges., **109**, 1957, S. 566—592, 1 Abb., 3 Tab., Hannover 1958

Cushman, J. A.: Notes on some American Cretaceous Flabellinas. — Contr. Cush. Lab. Foramin. Res., **11**, 4, No. 161, S. 83—89, Taf. 13, Sharon 1935

Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 2. Auflage. — 344 S., 40 Abb., 20 stratigr. Tab., Verlag Bayer. Geol. Landesamt, München 1964

Hagn, H.: Zur Kenntnis des Unteren Obercampans (Zone der Belemnitella mucronata [Schloth.] mut. senior Nowak) in Südbayern. — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., **96**, 2, S. 304—338, Taf. 8, Stuttgart 1953

Hagn, H.: Paläontologische Untersuchungen am Bohrgut der Bohrungen Ortenburg CF 1001, 1002 und 1003 in Niederbayern. — Z. D. geol. Ges., **105**, 3, 1953, S. 324—359, 4 Abb., 1 Taf., Hannover 1955

Hagn, H.: Die stratigraphischen, paläontologischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. — Geologica Bavarica, **44**, S. 1—208, 10 Abb., 1 Tab., 12 Taf., München 1960

Hiltermann, H.: Stratigraphische Fragen des Campan und Maastricht unter besonderer Berücksichtigung der Mikropaläontologie. — Geol. Jb., **67**, S. 47—66, 5 Abb., 1 Tab., Hannover 1952

Hiltermann, H. & Koch, W.: Biostratigraphie der Grenzschichten Maastricht/Campan in Lüneburg und in der Bohrung Brunhilde. 2. Teil: Foraminiferen. — Geol. Jb., **70**, S. 357—384, 3 Abb., 2 Tab., Taf. 27—29, Hannover 1955

Hiltermann, H. & Koch, W.: Mikropaläontologische Feinhorizontierung von Santon-Profilen durch das Erzlager Lengede-Broistedt. — Pal. Z., **30**, S.-H., S. 33—44, 6 Abb., 2 Beil., 3 Taf., Stuttgart 1956

Hiltermann, H. & Koch, W.: Revision der Neoflabellinen (Foram.) I. Teil: Neoflabellina rugosa (D'Orb.) und ihre Unterarten. — Geol. Jb., **74**, S. 269—304, 5 Abb., 1 Tab., 8 Taf., Hannover 1957

Imkeller, H.: Die Kreide- und Eocänbildungen am Stallauer Eck und Enzenauer Kopf bei Tölz. Ein Beitrag zur Geologie der bayerischen Alpen. — Progr. Jber. städt.

Handelsschule München, S. 7—83, 1 Abb., 2 Tab., 1 Profiltaf., 1 geol. Karte 1 : 10 000, München 1895/96

Imkeller, H.: Die Kreidebildungen und ihre Fauna am Stallauer Eck und Enzenauer Kopf bei Tölz. Ein Beitrag zur Geologie der bayerischen Alpen. — Palaeontographica, **48**, S. 1—64, 2 Abb., 4 Profile, 1 Kartenskizze, 3 Taf., Stuttgart 1901

Marck, W. Von Der: Die Diluvial- und Alluvial-Ablagerungen im Innern des Kreidebeckens von Münster. — Verh. Naturhist. Ver. Preuss. Rheinlande Westphalens, Jg. **15** (N. F., Jg. 5), 76 S., 3 Taf., Bonn 1858

Nathan, H.: Geologische Ergebnisse der Erdölbohrungen im bayerischen Innviertel. — Geologica Bavarica, **1**, S. 5—68, 5 Abb., 1 Taf., München 1949

Ohmert, W.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der Alpenrandzone zwischen Ostin und Marienstein (Tegernsee). — Unveröff. Dipl.-Arb., Inst. Paläont. hist. Geol. Univ. München, 111 S., 22 Abb., 1 Tab., 11 Taf., 1 geol. Karte 1 : 25 000, 1 tekt. Karte 1 : 25 000, 2 geol. Karten 1 : 5 000, 2 Profiltaf., München 1964 (Zitiert als 1964 Ms.)

Ohmert, W.: Die Ostracoden-Gattung Cythereis aus der Oberkreide Südbayerns. — Diss.-Photodruck, 192 + VII S., 18 Abb., 9 Taf., München 1967

Ohmert, W. & Witt, W.: Ultrahelvetikum und Helvetikum-Zone. — In: Erläut. zur Geol. Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8236 Tegernsee, S. 74—93, 3 Abb., Verlag Bayer. Geol. Landesamt, München 1966

Orbigny, A. D': Mémoire sur les Foraminifères de la Craie Blanche du Bassin de Paris. — Mém. Soc. Géol. France, **4**, 1, S. 1—51, Taf. 1—4, Paris 1840

Oschmann, F.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 7038 Bad Abbach. — 194 S., 2 Abb., 3 Taf., 5 Beilagen, Verlag Bayer. Geol. Landesamt, München 1958

Pozaryska, K.: Lagenidae du Crétacé supérieur de Pologne. — Palaeontologia Polonica, **8**, 190 + X S., 45 Abb., 6 Texttaf., 27 Taf., Warschau 1957

Salaj, J. & Samuel, O.: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide. — 291 S., 18 Abb., 36 Tab., 48 Taf., Geol. ústav dionýza štúra, Bratislava 1966

Scheibnerova, V.: The stratigraphical value of Neoflabellina rugosa (D'Orb.) in the Klippen Belt of West Carpathians in Slovakia. — Geol. Sborník, **12**, 1, (1961), S. 57—60, 4 Abb., Bratislava 1961

Schijfsma, E.: The Foraminifera from the Hervian (Campanian) of Southern Limburg. — Med. Geol. Stichting, Ser. C, **5**, 7, 174 S., 4 Abb., 4 Tab., 10 Taf., Maastricht 1946

Simon, W., Bartenstein, H. & A.: Leitfossilien der Mikropaläontologie. Herausgegeben von einem Arbeitskreis deutscher Mikropaläontologen. — 432 + VIII S., 27 Abb., 22 Tab., 61 Taf., Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin-Nikolassee 1962

Stackelberg, U. Von: Oberkreide und Alttertiär des Helvetikums am bayerischen Alpenrand im Westen von Tölz. — Geologica Bavarica, **41**, S. 3—54, 20 Abb., 1 geol. Karte 1 : 12 500, München 1960

Tollmann, A.: Die Foraminiferenfauna des Oberconiac aus der Gosau des Ausseer Weißenbachtales in Steiermark. — Jb. Geol. B. A., **103**, S. 133—203, 2 Abb., Taf. 6—21, Wien 1960

Wedekind, R.: Die papillaten Flabellinen der Kreide und die Stufengliederung des Senons. — N. Jb. Min. etc., Beil. Bd., **84** B, S. 177—204, 22 Abb., Taf. 9—11, Stuttgart 1940

Wicher, C. A. & Bettenstaedt, F.: Zur Oberkreide-Gliederung der bayerischen Innviertel-Bohrungen (mit Beiträgen von Otto Seitz und Rudolf Oberhauser). — Geologica Bavarica, **30**, S. 3—54, 3 Abb., 1 Tab., München 1957

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 9 | 33—44 | München, 31. 12. 1969

Rasenien (Ammonidea) aus der platynota-Zone (unteres Unterkimmeridgium der Fränkischen Alb (Bayern)

Von Gerhard Schairer, München[1])

Mit 3 Abbildungen und Tafel 1

Zusammenfassung

Es werden 5 Arten der Gattung *Rasenia* Salfeld aus der *platynota*-Zone (unteres Unterkimmeridgium) beschrieben. Weitere aus der Zone bekannt gewordene Arten werden in einer Liste wiedergegeben. Für *Rasenia (Prorasenia) quenstedti* Schindewolf und *R. (P.) heeri* (Moesch) werden phylogenetische Zusammenhänge wahrscheinlich gemacht. *R. (P.) quenstedti* wird als Unterart von *R. (P.) heeri* aufgefaßt. *Rasenia paralepida* Schneid wird zu der Untergattung *Prorasenia* Schindewolf gestellt.

Summary

Five species of the genus *Rasenia* Salfeld from the *platynota*-zone (Lower Kimmeridgian) are described. Somemore species which also are known from this zone are listed. Phylogenetic relationship between *Rasenia (Prorasenia) quenstedti* Schindewolf and *R. (P.) heeri* (Moesch) seems highly probable. *R. (P.) quenstedti* ist considered to be a subspecies of *R. (P.) heeri*. *Rasenia paralepida* Schneid is included in the subgenus *Prorasenia* Schindewolf.

Inhalt

Einleitung 34
Rasenia (Prorasenia) heeri (Moesch) 34
Rasenia (Prorasenia) witteana (Oppel) 39
Rasenia (Prorasenia) paralepida Schneid 39
Rasenia (Rasenioides) hossingensis (Fischer) 40
Rasenia (Eurasenia) pendula Schneid 42

[1]) Dr. Gerhard Schairer, Institut für Paläontologie und historische Geologie, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10/II.

Das untersuchte Material stammt aus Steinbrüchen von Ursheim, Schlittenhardt, Weißenburg, Kraftsbuch und Hartmannshof in Mittelfranken. Von 26 der insgesamt 29 Exemplare ist die genaue Fundschicht bekannt. Diese einzelnen Lagen werden mit den Banknummern von STREIM in SCHMIDT-KALER (1962) bezeichnet. Eine Parallelisierung der einzelnen Profile wurde von SCHAIRER (1967) durchgeführt. Dort wurde auch eine genaue Profilbeschreibung der oben angeführten Aufschlüsse gegeben.

Die Untersuchungsmethoden wurden von GEYER (1961) übernommen. Es wurden Nabelweite, Windungshöhe, Zahl der Umbilikalrippen auf einen ganzen Umgang und Zahl der Sekundärrippen auf 10 Umbilikalrippen bei verschiedenem Durchmesser bestimmt. Um auch unvollständige Exemplare mit in die Untersuchungen einbeziehen zu können, wurde zusätzlich die Zahl der Umbilikalrippen auf einen halben Umgang (Zahlen in Klammern bei der Angabe der Umbilikalrippenzahl in den Tabellen) angegeben und in den Diagrammen verwandt. Außer den fünf ausführlicher beschriebenen Arten werden, um die Übersicht über die Gattung *Rasenia* in der *platynota*-Zone zu vervollständigen, die Arten tabellarisch dargestellt, die SCHNEID (1939), DIETERICH (1940) und GEYER (1961) aus der Zone anführen.

Herrn Dr. K. W. BARTHEL danke ich für wertvolle Hinweise. Herr Prof. Dr. F. WESTPHAL, Tübingen, hat mir in dankenswerter Weise Vergleichsmaterial zur Verfügung gestellt.

Rasenia (Prorasenia) heeri (MOESCH)

Zu *R. (P.) heeri* wird *R. (P.) quenstedti* SCHINDEWOLF als Unterart gestellt. Die Unterschiede in den Merkmalswerten, wie Nabelweite und Berippungsdichte, sind nicht durchweg am einzelnen Exemplar zu beobachten, sondern zeigen sich wesentlich erst in den Durchschnittswerten. Auch das von GEYER (1961) als für *R. (P.) quenstedti* kennzeichnend angeführte Merkmal, die auf Flankenmitte vorgezogenen Rippeneinheiten, findet sich ebenfalls bei *R. (P.) heeri*. Es tritt allerdings nicht so ausgeprägt und häufig auf und ist im wesentlichen auf die vordere Hälfte der Endwohnkammer beschränkt. Bei beiden Formen ist außerdem eine Zunahme der Zahl der Umbilikalrippen auf der Endwohnkammer zu verzeichnen.

Dazu kann anhand des vorliegenden, horizontierten Materials angenommen werden, daß *R. (P.) heeri* von *R. (P.) quenstedti* abzuleiten ist. In der unteren *platynota*-Zone überwiegen die als für *quenstedti* typisch angesehenen Formen (relativ dicht berippt, auf Flankenmitte vorgezogene Rippeneinheiten), in dem mittleren Teil der Zone dagegen die *heeri*-Formen (relativ grob berippt, Rippeneinheiten häufig rectiradiat). Die jeweils mehr randlich stehenden Formen zeigen Übergänge zu der anderen Unterart bzw. gleichen ihr.

Rasenia (Prorasenia) heeri quenstedti SCHINDEWOLF

Tafel 1, Fig. 7; Abb. 1e, 2; Tab. 1

1961 *Rasenia (Prorasenia) quenstedti* SCHINDEWOLF 1925 — GEYER: S. 108, Taf. 4, Fig. 9; Taf. 6, Fig. 6; Taf. 22, Fig. 9.

Ausführliche Synonymieliste in GEYER (1961).

M a t e r i a l : 10 Steinkerne, davon 2 mit angedeutetem Endmundsaum.

B e s c h r e i b u n g : Enddurchmesser relativ gering (gemessen: 23 mm). Gehäuse mäßig eng bis mäßig weit genabelt. Windungsquerschnitt auf inneren Windungen nierenförmig, auf äußeren rundlich. Auf den innersten Windungen zunächst keine Umbilikalrippen, danach vereinzelt schwache Rippen, die allmählich zahlreicher werden und sich zu länglichen, knotenartig verdickten Rippenstielen

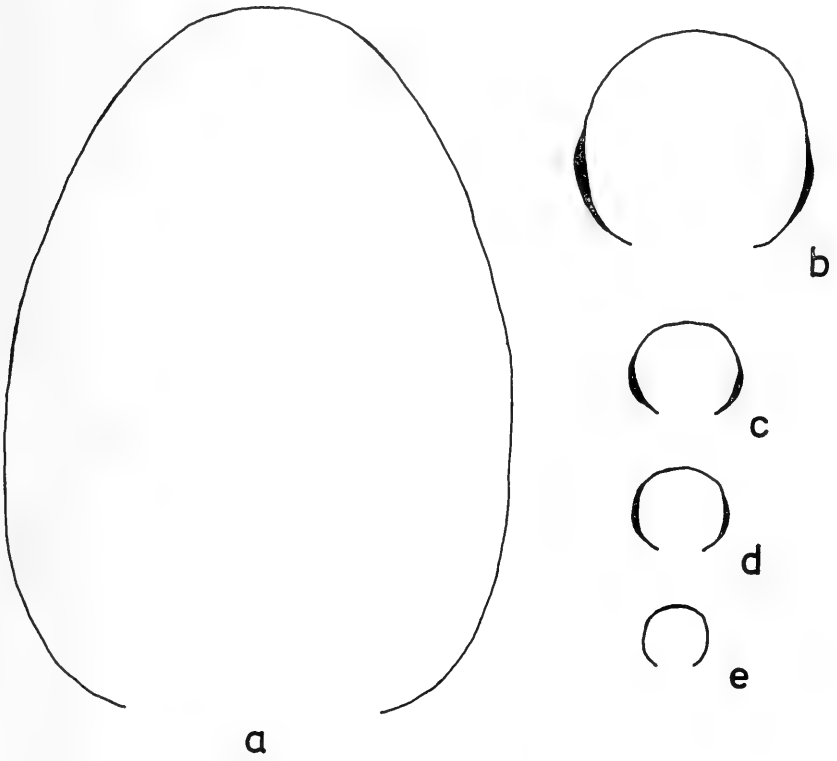


Abb. 1: Windungsquerschnitte. a—c: *Rasenia (Eurasenia) pendula* SCHNEID. a: Exemplar 1 bei Durchmesser (Dm) 240 mm und Windungshöhe (Wh) 90 mm. b: Exemplar 3 bei 75 mm Dm und Wh 28 mm. c: Exemplar 3 bei 30 mm Dm und Wh 12 mm. d: *Rasenia (Prorasenia) heeri heeri* (MOESCH), Exemplar 5 bei 31 mm Dm und Wh 11 mm. e: *Rasenia (Prorasenia) heeri quenstedti* SCHINDEWOLF, Exemplar 6 bei 22 mm Dm und Wh 8 mm. Die Bezeichnung der Exemplare bezieht sich auf die entsprechende Tabelle der Merkmalswerte.

verstärken. Auf der Endwohnkammer werden die Umbilikalrippen länger und zarter und stehen dichter. Auf den innersten Windungen sind zunächst sich teilweise bündelnde Externrippen vorhanden, dann drei-, seltener vierspaltige Rippeneinheiten mit Schaltrippen, weiter außen drei- und zweispaltige Einheiten mit Schaltrippen. Auf der äußeren Hälfte der Endwohnkammer überwiegen zweispaltige Rippeneinheiten. Die Rippeneinheiten sind auf den inneren Windungen mehr oder weniger rectiradiat, auf der Endwohnkammer häufig auf Flankenmitte vorgezogen. Die Sekundärrippen sind auf der Medianlinie oft leicht rückwärts gebogen und etwas abgeschwächt. Rippenspaltpunkte zunächst innerhalb Flankenmitte, später auf Flankenmitte.

Differentialdiagnose: *R. (P.) heeri heeri* (Moesch) ist durchschnittlich gröber berippt, besitzt entsprechend mehr Sekundärrippen und ist durchschnittlich weiter genabelt. *R. (P.) witteana* (Oppel) ist gröber berippt und weiternabelig, ebenso *R. (P.) stephanoides* (Oppel). *R. (P.) paralepida* Schneid besitzt mehr Sekundärrippen.

Tabelle 1: Merkmalswerte für Nabelweite (Nw), Windungshöhe (Wh), Umbilikalrippen (UR) und Sekundärrippen (SR) bei bestimmtem Durchmesser (Dm). Zahlen in Klammern bei UR-Werten: Anzahl der UR auf 1/2 Umgang.

	Dm (mm)	Nw %	Wh %	Dm (mm)	UR		Dm (mm)	SR
1	16	38,5	38,5	17	22	(13)	17	22
2	15	40	36	16		(12)	17	25
3	11	33,5	39				11	29
4	20	37	36,5	20	21	(12)	20	27
5	23	35	40	20	20	(11)	20	28
	18	39	40	23		(12)	23	24
6	22	37,5	39,5	20	22	(14)	20	23
	17	38,5	39	23		(15)	23	22
7	36	38,5	37,5	20		(10)		
	29	38,5	36,5	30	23	(13)	30	22
				36	26	(17)	36	20
8	24	33,5	41	24		(10)	24	31
9				18		(8)	18	40
10	23	37,5	36,5	20	17	(10)	20	31
	20	39	35,5					

Fundort: Ursheim (2, 3, 5, 8, 9), Schlittenhardt (1, 6), Weißenburg (4, 7, 10).

Schicht: untere *platynota*-Zone. Bank 234 (1), Bank 235 (2—9), nicht horizontiert (10).

Vorkommen nach Geyer (1961): Weißjura Ober-Beta (vereinzelt), Weißjura Unter- bis Mittel-Gamma (hauptsächlich).

Rasenia (Prorasenia) heeri heeri (MOESCH)

Tafel 1, Fig. 6; Abb. 1d, 2; Tab. 2

1961 *Rasenia (Prorasenia) heeri* (MOESCH 1867) — GEYER: S. 109, Taf. 3, Fig. 8—10

Ausführliche Synonymieliste in GEYER (1961).

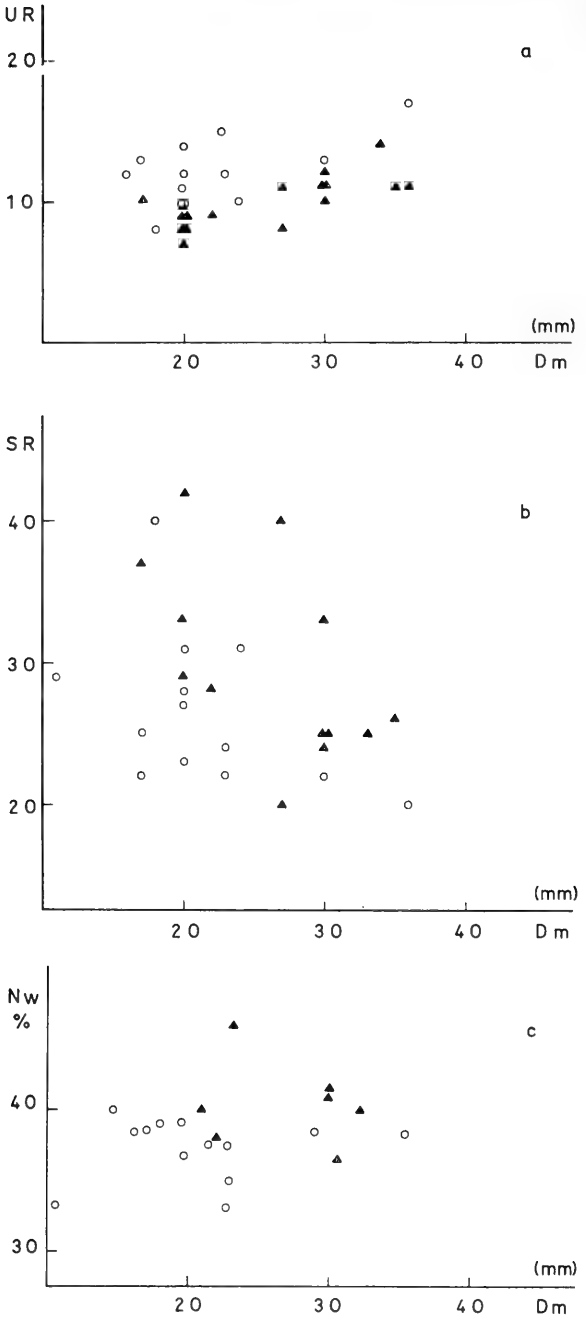
M a t e r i a l : 9 mehr oder weniger gut erhaltene Steinkerne.

B e s c h r e i b u n g : Gehäuse mäßig weit genabelt. Windungsquerschnitt der Innenwindungen nierenförmig, der Endwindung rundlich. Berippung im allgemeinen kräftig. Umbilikalrippen der inneren Windungen und dem größten Teil der Endwindung mit knotenartiger Verdickung. Gegen den vorderen Teil der Endwindung werden die Umbilikalrippen zarter, länglicher und zahlreicher. Auf inneren Windungen drei-, gelegentlich vierspaltige Rippeneinheiten mit Schaltrippen, auf der Endwindung schieben sich mehr und mehr zweispaltige Einheiten ein. Auf dem vorderen Teil der Endwohnkammer überwiegen die zweispaltigen Rippeneinheiten. Rippeneinheiten gewöhnlich mehr oder weniger rectiradiat, auf der Endwindung auch auf Flankenmitte vorgezogen. Rippenspaltpunkte zunächst innerhalb Flankenmitte, gegen Ende des Wachstums verlagern sie sich auf Flankenmitte. Sekundärrippen auf Medianlinie oft leicht rückwärts gebogen und abgeschwächt.

D i f f e r e n t i a l d i a g n o s e : *R. (P.) heeri quenstedti* SCHINDEWOLF ist durchschnittlich dichter berippt, besitzt entsprechend weniger Sekundärrippen, ist im Durchschnitt enger genabelt und weist gewöhnlich auf der Endwohnkammer ein Vorbiegen der Rippeneinheiten auf Flankenmitte auf. *R. (P.) witteana* (OPPEL) ist weiternabelig, ebenso *R. (P.) stephanoides* (OPPEL). *R. (P.) paralepida* SCHNEID ist enger genabelt.

Tabelle 2: Merkmalswerte für Nabelweite (Nw), Windungshöhe (Wh), Umbilikalrippen (UR) und Sekundärrippen (SR) bei bestimmtem Durchmesser (Dm). Zahlen in Klammern bei UR-Werten: Anzahl der UR auf 1/2 Umgang.

	Dm (mm)	Nw %	Wh %	Dm (mm)	UR		Dm (mm)	SR
1	31	36,5	41,5	20	15	(8)	30	33
				30	18	(11)	35	26
				36		(11)		
2				17		(10)	17	37
3	21	40	37,5	20	17	(10)	20	29
4	22	38	36,5	20	14	(7)	20	42
				27	15	(8)	27	40
5	30	41,5	39,5	20	15	(8)	20	33
	23	43,5	36	30	19	(11)	30	25
6	30	41	34	20	17	(9)	30	25
				30	20	(10)		
				35		(11)		
7	32	40	37	20		(9)	30	24
				30	20	(12)		
				34		(14)		
8				22		(9)	22	28
9				27		(11)	27	20


UR
20
10
a
(mm)
20
30
40
Dm
SR
40
30
20
b
(mm)
20
30
40
Dm
Nw
%
40
30
c
(mm)
20
30
40
Dm

Fundort: Hartmannshof (2—4), Kraftsbuch (1, 5—9).
Schicht: mittlere *platynota*-Zone. Bank 245 (1—4), Bank 246 (5—9).
Vorkommen nach GEYER (1961): Weißjura Unter- und Mittel-Gamma.

Rasenia (Prorasenia) witteana (OPPEL)

Taf. 1, Fig. 5; Tab. 3

1961 *Rasenia (Prorasenia) witteana* (OPPEL 1857) — GEYER: S. 107, Taf. 18, Fig. 3

Ausführliche Synonymieliste in GEYER (1961).

Material: Ein nur teilweise erhaltener, verdrückter Steinkern von maximal 51 mm Durchmesser.

Beschreibung: Nabelweite im Grenzbereich involut-evolut. Berippung kräftig und stumpf (ist auf die Erhaltung zurückzuführen). Rippeneinheiten zwei- und dreispaltig, mehr oder weniger rectiradiat. Rippenspaltpunkte etwas innerhalb Flankenmitte, schwach knotenartig verdickt.

Bemerkungen: Das Exemplar unterscheidet sich vom Holotyp und den bei GEYER (1961) angeführten Stücken durch die geringere Nabelweite und die noch bei größerem Durchmesser auftretenden dreispaltigen Rippeneinheiten. Nach dem Gesamthabitus ist es aber zu dieser Art zu stellen.

Tabelle 3: Merkmalswerte für Nabelweite (Nw), Windungshöhe (Wh), Umbilikalrippen (UR) und Sekundärrippen (SR) bei bestimmtem Durchmesser (Dm). Zahlen in Klammern bei UR-Werten: Anzahl der UR auf 1/2 Umgang.

Dm (mm)	Nw %	Wh %	Dm (mm)	UR		Dm (mm)	SR
50	36,5	36,5	50		(13)	40	25
						50	25

Fundort: Schlittenhardt.
Schicht: untere *platynota*-Zone. Bank 235/236.
Vorkommen nach GEYER (1961): Weißjura Ober-Beta (hauptsächlich), Weißjura Unter- bis Mittel-Gamma (seltener).

Rasenia (Prorasenia) paralepida SCHNEID

Taf. 1, Fig. 3; Tab. 4

1961 *Rasenia (Rasenioides) paralepida* SCHNEID 1939 — GEYER: S. 114, Taf. 5, Fig. 10; Taf. 8, Fig. 4

Ausführliche Synonymieliste in GEYER (1961).

Material: ein verdrückter Steinkern von 28 mm Durchmesser.

Abb. 2: Merkmalswerte-Diagramme für *Rasenia (Prorasenia) heeri quenstedti* SCHINDEWOLF (○) und *R. (P.) heeri heeri* (MOESCH) (34). a: Zahl der Umbilikalrippen (UR) auf 1/2 Umgang bei verschiedenem Durchmesser (Dm). b: Zahl der Sekundärrippen (SR) auf 10 Umbilikalrippen bei verschiedenem Durchmesser (Dm). c: Nabelweite (Nw) in % vom Durchmesser bei verschiedenem Durchmesser (Dm).

Beschreibung: Gehäuse mäßig eng genabelt. Umbilikalrippen ziemlich dicht stehend, länglich, auf Flankenmitte etwas vorgezogen. Rippeneinheiten auf der letzten Windung alle zweispaltig. Rippenspaltpunkte innerhalb Flankenmitte. Starkes Vorbiegen einer Rippe am Vorderende der letzten Windung weist darauf hin, daß vor der Rippe ein Mundsaum mit ohrförmigem Fortsatz bestand. Das Exemplar war demnach ausgewachsen.

Bemerkungen: Das Exemplar unterscheidet sich vom Holotypus durch die dichtere Berippung, die zweispaltigen Rippeneinheiten auf der letzten Windung und die etwas größere Nabelweite. Der Holotyp weist jedoch ebenfalls auf dem äußeren Drittel der letzten Windung häufiger zweispaltige Rippeneinheiten auf. Das Stück, das GEYER (1961, Taf. 5 Fig. 10) abbildet, vermittelt zwischen dem Holotypus und dem vorliegenden Exemplar. Dieses dürfte eine randliche Form dieser Art darstellen.

GEYER (1961) stellt *Rasenia paralepida* zu der Untergattung *Rasenioides* SCHINDEWOLF, bemerkt aber (S. 114), daß die Art dort etwas randlich stehe und im skulpturellen Habitus zur Untergattung *Prorasenia* SCHINDEWOLF vermittle. Sie unterscheidet sich von den anderen Arten der Untergattung *Rasenioides* durch die Abnahme der Zahl der Sekundärrippen mit zunehmendem Durchmesser. Da dies ein wesentliches Merkmal der Untergattung *Prorasenia* ist und diese von *Rasenioides* unterscheidet, ist *Rasenia paralepida* zu *Prorasenia* zu stellen.

Tabelle 4: Merkmalswerte für Nabelweite (Nw), Windungshöhe (Wh), Umbilikalrippen (UR) und Sekundärrippen (SR) bei bestimmtem Durchmesser (Dm). Zahlen in Klammern bei UR-Werten: Anzahl der UR auf 1/2 Umgang.

Dm (mm)	Nw %	Wh %	Dm (mm)	UR		Dm (mm)	SR
26	34	34	20		(12)	20	20
			28	28	(17)	28	20

Fundort: Hartmannshof.

Schicht: mittlere *platynota*-Zone.

Vorkommen nach GEYER (1961): Weißjura Unter- bis Mittel-Gamma.

Rasenia (Rasenioides) hossingensis (FISCHER)

Taf. 1, Fig. 4; Abb. 3; Tab. 5

1887—1888 *Ammonites striolaris* — QUENSTEDT: S. 986, Taf. 107, Fig. 10—11

+v 1913 *Perisphinctes Hossingensis* n. sp. — FISCHER: S. 50, Taf. 5, Fig. 21

Material: 5 verdrückte Steinkerne, einer davon mit angedeutetem Endmundsaum.

Beschreibung: Gemessener Enddurchmesser 25 mm, Holotypus ca. 32 mm. Gehäuse mäßig eng bis eng genabelt. Umbilikalrippen im allgemeinen länglich und wenig kräftig. Auf den innersten Windungen keine Umbilikalrippen, dann vereinzelt schwache, etwas unregelmäßig stehende, später leicht knotenartig ver-

stärkte Rippen. Auf der Endwohnkammer Umbilikalrippen z. T. wieder schwächer. Auf dem vorderen Teil der Endwohnkammmer treten die Umbilikalrippen etwas auseinander. Rippeneinheiten gewöhnlich dreispaltig, gelegentlich auch zweispaltig, seltener vierspaltig mit Schaltrippen. Die Zahl der Sekundärrippen nimmt mit wachsendem Durchmesser zu. Die Sekundärrippen können auf der Externseite etwas abgeschwächt sein.

Differentialdiagnose: *R. (R.) fascigera* (Quenstedt) ist gröber berippt, *R. (R.) transitoria* (Schindewolf) enger genabelt. *R. (R.) striolaris* (Reinecke) ist gröber berippt und besitzt mehr Sekundärrippen, ebenso *R. (R.) lepidula* (Oppel). *R. (R.) pseudolepidula* Geyer ist dichter berippt.

Bemerkungen: *R. (R.) hossingensis* ist als Vorläufer von *R. (R.) striolaris* anzusehen. Letztere hat ihre Hauptverbreitung im mittleren Weißjura Gamma. Möglicherweise ging *R. (R.) hossingensis* aus *R. (R.) transitoria* hervor, für die ein Vorkommen vom oberen Weißjura Beta bis Weißjura Mittel-Gamma angegeben wird (Geyer 1961, S. 111). Zeitlich vermittelt *R. (R.) hossingensis* zwischen *R. (R.) transitoria* und *R. (R.) striolaris*.

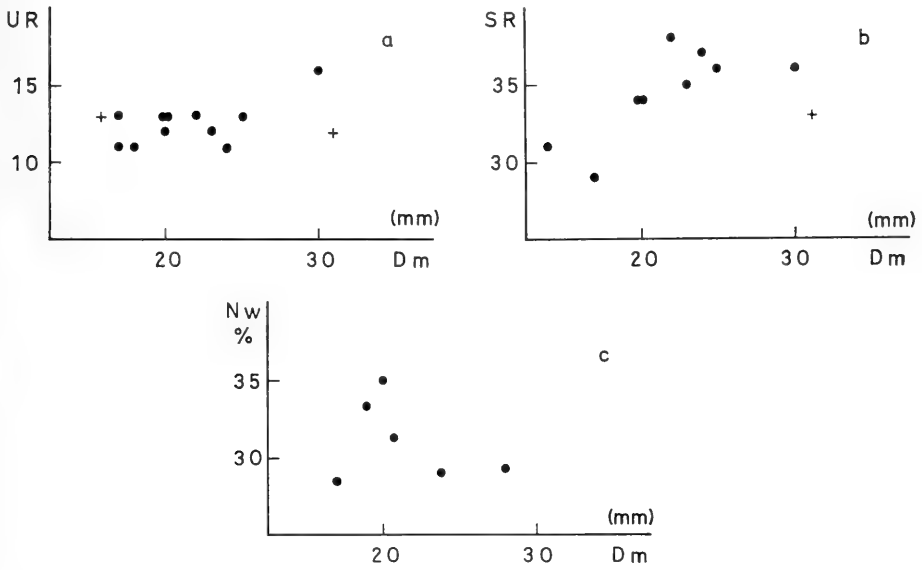


Abb. 3: Merkmalswerte-Diagramme für *Rasenia (Rasenioides) hossingensis* (Fischer). a: Zahl der Umbilikalrippen (UR) auf 1/2 Umgang bei verschiedenem Durchmesser (Dm). b: Zahl der Sekundärrippen (SR) auf 10 Umbilikalrippen bei verschiedenem Durchmesser (Dm). c: Nabelweite (Nw) in % vom Durchmesser bei verschiedenem Durchmesser (Dm). + Holotypus.

Tabelle 5: Merkmalswerte für Nabelweite (Nw), Windungshöhe (Wh), Umbilikalrippen (UR) und Sekundärrippen (SR) bei bestimmtem Durchmesser (Dm). Zahlen in Klammern bei UR-Werten: Anzahl der UR auf 1/2 Umgang. HT: Holotypus.

	Dm (mm)	Nw %	Wh %	Dm (mm)	UR		Dm (mm)	SR
HT				16		(13)		
				31		(12)	31	33
1	28	29		20		(13)		
				30	26	(16)	30	36
2				17		(13)	17	29
3	21	31	41	20		(12)	20	34
	17	28,5		23	23	(12)	23	35
4	19	33,5		17		(11)		
				22		(13)	22	38
5	24	29		24		(11)	24	37
	20	35	34,5	20	18	(13)	20	34

Fundort: Hartmannshof (2, 4, 5), Kraftsbuch (1, 3).

Schicht: mittlere *platynota*-Zone. Bank 245 (1), Bank 246 (2—4), nicht horizontiert (5).

Vorkommen nach Fischer (1913): Weißjura Gamma, *Reineckianus*-Zone (= *platynota*-Zone).

Rasenia (Eurasenia) pendula Schneid

Taf. 1, Fig. 1—2; Abb. 1a—c; Tab. 6

1961 *Rasenia (Eurasenia) pendula* Schneid 1939 — Geyer: S. 96, Taf. 9, Fig. 7; Taf. 19, Fig. 4

Ausführliche Synonymieliste in Geyer (1961).

Material: 3 Steinkerne.

Beschreibung: Das größte Exemplar ist bei 260 mm Durchmesser noch gekammert. Gehäuse schwach involut bis leicht evolut. Windungsquerschnitt der inneren Windungen zunächst nierenförmig, dann rundlich, der äußeren Windungen oval bis hochoval. Umbilikalrippen kräftig, etwas verdickt, gerade bis leicht konkav, rectiradiat bis schwach prorsiradiat. Ab 230 mm Durchmesser bilden sie breite, flache Wülste. Rippeneinheiten meist drei-, gelegentlich auch zweispaltig mit Schaltrippen, ab 160 mm Durchmesser dreispaltig. Mit Auftreten der Wulstrippen sind keine Sekundärrippen mehr zu beobachten. Rippenspaltpunkte etwa auf Flankenmitte. Sekundärrippen radial verlaufend oder leicht nach vorne geschwungen.

Bemerkungen und Differentialdiagnose: Der Holotyp ist etwas enger genabelt als die vorliegenden Exemplare. *R. (E.) rolandi* (Oppel) unterscheidet sich durch geringere Nabelweite und etwas geringere Zahl an Umbilikalrippen, *R. (E.) conspicua* (Schneid) durch dichtere Berippung. *R. (E.) gothica* (Schneid) weist geringere Nabelweite auf, *R. (E.) trimera* (Oppel) geringere Nabelweite und geringere Zahl an Umbilikalrippen. *R. (E.) frischlini* (Oppel) ist gröber berippt, *R. (E.) balteata* Schneid weiter genabelt und gröber berippt. Viele der

angeführten Arten sind sich so ähnlich, daß zu vermuten ist, daß bei besserer Kenntnis der Formen ein Großteil der aufgestellten Arten zusammengelegt werden muß.

Tabelle 6: Merkmalswerte für Nabelweite (Nw), Windungshöhe (Wh), Umbilikalrippen (UR) und Sekundärrippen (SR) bei bestimmtem Durchmesser (Dm). Zahlen in Klammern bei UR-Werten: Anzahl der UR auf 1/2 Umgang.

	Dm (mm)	Nw %	Wh %	Dm (mm)	UR	(mm)	Dm	SR
1	261	37	37	40	21		170	30
	213	39	35	60—180	24			
				200—220	23			
				240	20			
				260	19			
2	71	35	38	20	20	(9)		
				40	21	(11)		
				60	22	(11)	60	35
				80	22	(12)	80	33
3	77	33,5	38	40	19	(10)	15	36
				60	21	(11)	30	34
				80	20	(10)	60	34
							80	34

F u n d o r t : Hartmannshof (1), Kraftsbuch (2, 3).

S c h i c h t : mittlere und obere *platynota*-Zone. Bank 245 (2), Bank 246 (3), Bank 247/248 (1).

Vorkommen nach GEYER (1961): Weißjura Mittel-Gamma, Ober-Gamma.

Tabelle 7: Weitere aus der *platynota*-Zone von SCHNEID (1939), DIETERICH (1940) und GEYER (1961) angeführten Arten der Gattung *Rasenia*. Vorkommen der Arten: 1: Weißjura Ober-Beta; 2: Weißjura Unter-Gamma; 3: Weißjura Mittel-Gamma; 4: Weißjura Ober-Gamma.

SCHNEID (1939)	= nach GEYER (1961)
Rasenia pinnata SCHNEID 2, 3	*Rasenia (Eurasenia) trifurcata* (REINECKE) 3
R. trimera (OPPEL) 2, 3	*R. (E.) trimera* (OPPEL) 1, 2, 3
R. elegantula SCHNEID 2 od. 3	*R. (E.) trimera* (OPPEL)
R. flagellata SCHNEID 2	
R. munda SCHNEID 2, 3	*R. (E.) rolandi* (OPPEL) 2, 3, 4
R. plicatula SCHNEID 2 od. 3	*R. (E.) vernacula* SCHNEID 3, 4
R. fucata SCHNEID 2 od. 3	*R. (E.) balteata* SCHNEID 2, 3
R. pexa SCHNEID 2 od. 3	
Ringsteadia gothica SCHNEID 2 od. 3	*R. (E.) gothica* (SCHNEID) 2, 3, ?, 4
Ri. conspicua SCHNEID 2	*R. (E.) conspicua* (SCHNEID) 1, 2, 3, 4
Ri. eucostula SCHNEID 2 od. 3	*R. (E.) conspicua* (SCHNEID)
Ri. sublimosa SCHNEID 2, 3, 4	*R. (E.) conspicua* (SCHNEID)
Ri. limbata SCHNEID 2 od. 3	*R. (Involuticeras) limbata* (SCHNEID) 3
Ri. cinctella SCHNEID 2 od. 3	*R. (I.) limbata* SCHNEID

Außerdem werden bei GEYER (1961) angeführt:
Rasenia (Eurasenia) frischlini (OPPEL) 2, 3
R. (E.) engeli GEYER 2, 3

R. (Prorasenia) stephanoides (Oppel) 1, 2, 3
R. (Rasenioides) striolaris (Reinecke) 2, 3
Nach Dieterich (1940) findet sich auch *Rasenia involuta* (Quenstedt) in der *platynota*-Zone. Nach Geyer (1961, S. 103) kommt die Art in Weißjura Mittel- und Ober-Gamma vor.

Schriftenverzeichnis

Dieterich, E.: Stratigraphie und Ammonitenfauna des Weißen Jura β in Württemberg. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg, **96**, S. 1—40, Taf. 1—2, 6 Abb., Schwäbisch Hall 1940

Fischer, E.: Über einige neue oder in Schwaben bisher unbekannte Versteinerungen des Braunen und Weißen Jura. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg, **69**, S. 31—59, Taf. 5, 1 Abb., Stuttgart 1913

Geyer, O. F.: Monographie der Perisphinctidae des unteren Unterkimeridgium (Weißer Jura γ, Badenerschichten) im süddeutschen Jura. — Palaeontographica, Abt A, **117**, S. 1—157, Taf. 1—22, 157 Abb., 107 Tab., Stuttgart 1961

Quenstedt, F. A.: Die Ammoniten des Schwäbischen Jura. III. Der Weiße Jura. — Text + Atlas, S. 817—1140, Taf. 91—126, Stuttgart (Schweizerbart) 1887—1888

Schairer, G.: Biometrische Untersuchungen an *Perisphinctes, Ataxioceras, Lithacoceras* der Zone der *Sutneria platynota* (Reinecke) (unterstes Unterkimmeridgium) der Fränkischen Alb. — Diss. München, 131 S., 18 Taf., 61 Abb., 36 Tab., München 1967

Schmidt-Kaler, H.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Malm des nordöstlichen Ries-Rahmens. Nebst Parallelisierung des Malm Alpha bis Delta der Südlichen Frankenalb über das Riesgebiet mit der schwäbischen Ostalb. — Erlanger geol. Abh., **44**, 51 S., 4 Taf. (darunter 2 geol. Spezialkarten), 1 Texttaf., 16 Abb., Erlangen 1962

Schneid, Th.: Über Raseniiden, Ringsteadiiden und Pictoniiden des nördlichen Frankenjura. — Palaeontographica, Abt. A, **89**, S. 117—184, Taf. 5—18, Stuttgart 1939

Tafelerläuterung

Tafel 1

Fig. 1: *Rasenia (Eurasenia) pendula* Schneid x 1
Exemplar 3, Kraftsbuch

Fig. 2: *Rasenia (Eurasenia) pendula* Schneid x0,25
Exemplar 1, Hartmannshof

Fig. 3: *Rasenia (Prorasenia) paralepida* Schneid x 1
Hartmannshof

Fig. 4: *Rasenia (Rasenioides) hossingensis* (Fischer) x 1
Exemplar 1, Kraftsbuch

Fig. 5: *Rasenia (Prorasenia) witteana* (Oppel) x 1
Schlittenhardt

Fig. 6: *Rasenia (Prorasenia) heeri heeri* (Moesch) x 1
Exemplar 5, Kraftsbuch

Fig. 7: *Rasenia (Prorasenia) heeri quenstedti* Schindewolf x 1
Exemplar 6, Schlittenhardt

(Foto: Dreßler 1, Kleiber 5, Schairer 1)

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 9 45—59 München, 31. 12. 1969

Epökie, Entökie, Parasitismus und Regeneration bei fossilen Dekapoden

Von Reinhard Förster[1])

Mit Tafeln 2—3

Zusammenfassung

Untersuchungen an einem umfangreichen Material mesozoischer Dekapoden brachten als Nebenergebnis, daß in Lebensweise und Verhalten bereits im Oberjura sehr ähnliche Verhältnisse wie heute geherrscht haben. An einem Eryoniden aus den Solnhofener Plattenkalken wird die orientierte Epökie einer *Serpula* beschrieben. Der Bewuchs erfolgte zu Lebzeiten des Krebses. Zahlreiche Panzer-Bruchstücke aus dem Oxfordian weisen Spuren bohrender Thallophyten auf. Es kann gezeigt werden, daß die Besiedlung postmortal vor sich ging. An Prosoponiden und Galatheen des oberen Jura und an Raniniden des Gault sind nicht selten Deformationen der Kiemenregion überliefert. Sie sind auf parasitär in den Kiemenkammern lebende Isopoden zurückzuführen. Verschiedene Dekapoden (*Eryma, Mecochirus, Cycleryon*) der Solnhofener Plattenkalke demonstrieren Regenerations-Stadien amputierter Gliedmaßen. Die Differenzierung des Regenerats, in allen beobachteten Fällen am 1. Pereiopoden, schreitet zentrifugal von den Basis-Gliedern der Extremität zum distalen Teil fort.

Abstract

Studies of fossil decapod Crustacea revealed for some Jurassic representatives a way of living and a behaviour which was quite similar to that of recent decapods. Some examples are given.

An adult Eryonidae from the Solnhofen lithographic limestones bears specimens of *Serpula* on the cephalothorax. The attachment took place on the living host. The epizoan ist orientated forwards to the front of the carapace.

Numerous decapod fragments from the Oxfordian have been bored by non-septate, coarsely coiled vermiform tubules. The tubes were produced by Thallophyts after death (or moult) of the host.

[1]) Dr. R. Förster, Institut für Paläontologie u. hist. Geologie, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10/II.

Some specimens of Prosoponidae and Galatheidae from the Upper Jurassic and of the Raninidae from the Gault show globular swellings of the branchial region, caused by parasitic isopods.

Different genera *(Eryma, Mecochirus, Cycleryon)* from the Solnhofen lithographic limestones demonstrate regeneration-phases of lost limbs. The differentation of the regenerated first pereiopods proceeded in a centrifugal manner from the base to the distal parts.

Einleitung

Eine unmittelbare Beobachtung der Lebensweise und des Verhaltens fossiler Organismen ist weder an den Objekten unserer Sammlungen noch im Gelände möglich; dennoch gestatten eine ganze Reihe spezieller Formen tierischen Zusammenlebens weiterführende Schlüsse. Besonders geeignet für derartige Aussagen sind alle Arten von Kommensalismus, Symbiose oder Parasitismus, wenn auch im Einzelfall eine genaue Zuordnung zu einer dieser Kategorien häufig nicht möglich sein wird. Seilacher (1968, 285) prägte in diesem Zusammenhang den Begriff „Experimental-Paläontologie", wobei das Experiment zwar bereits in geologischer Vergangenheit durch die Reaktionen der beteiligten Individuen durchgeführt wurde, die Deutung des „Experiments" dem Paläontologen zukommt.

Aufgewachsene Organismen, Epöken, fanden schon frühzeitig Beachtung und wurden wiederholt beschrieben, so etwa Epökie von Austern und Serpeln auf Ammoniten u. a. durch Schindewolf 1934, Seilacher 1954, Merkt 1966, Müller 1966 und Meischner 1968, auf Spongien durch Ziegler 1964, auf Echiniden durch Ernst 1966, 1967. In neuerer Zeit gewannen Entöken, vor allem bohrende Formen, immer größeres Interesse (u. a. Voigt 1965 durch Polychaeten, Seilacher 1968 durch Cirripedier, Schindewolf 1962, 1963 und Wetzel 1964 durch Thallophyten). Relativ selten blieben bisher Beobachtungen von Parasiten, die ihre Spuren nicht unmittelbar sichtbar an den fossil überlieferten Hartteilen hinterließen, sondern pathologische Veränderungen zunächst nur an den Weichteilen hervorriefen; diese bewirkten erst sekundär Deformationen an den Hartteilen, die analog rezenter morphologischer Fakten Rückschlüsse erlauben. Einige wenige Beispiele bei Evertebraten führt Tasnadi-Kubacska an (Korallen S. 41, Crinoidea 80, Echinoidea 94). Voigt 1967 und Madsen & Wolf 1965 machten zwei weitere Fälle bei Korallen bekannt. Ein großes, in der Literatur seit langem behandeltes Gebiet sind Verletzungen, ihre Verheilung bzw. Regeneration verlorengegangener Teile.

Während verschiedener Studien an fossilen Dekapoden konnten im Laufe mehrerer Jahre an einem großen Untersuchungs-Material einige Beispiele aus dem aufgezeigten Fragenkomplex beobachtet werden. Bei der relativen Seltenheit fossiler Dekapoden gewinnen derartige Funde, die über eine taxionomische und phylogenetische Fragestellung hinaus Aussagen über Ökologie, Lebens- und Verhaltensweise gestatten, besonders an Gewicht. Und so erschien eine kurze Darstellung dieser Funde nicht überflüssig, zumal weder Moodie noch Tasnadi-Kubacska in ihrer zusammenfassenden Paläopathologie Hinweise brachten.

Für die Ausleihe von Vergleichsmaterial danke ich den Herren Dr. H. Hess, Binningen, Dr. M. Weidmann, Musée Géologique Lausanne, und Prof. Dr. F. Westphal, Inst. für Geologie u. Paläontologie Tübingen.

1. Epökie von Serpula auf Palaeopentacheles

Taf. 2, Fig. 3

In der rezenten Krebs-Fauna zeigen ältere Individuen nicht selten einen Bewuchs mit *Serpula, Spirorbis, Sabellaria,* Balaniden, Bryozoen und Algen (Hesse & Doflein, Abb. 609, 611). An fossilen Dekapoden war zwar analog den zahlreichen an Mollusken, Brachiopoden, Korallen und Spongien seit dem Paläozoikum überlieferten Fällen Ähnliches zu erwarten, Beobachtungen fehlten jedoch bisher. Bei einem Eryoniden aus den Plattenkalken des Oberjura konnte ein Bewuchs durch Serpeln erstmalig beobachtet werden. Unter einer Anzahl von Platten aus der Umgebung von Solnhofen gelangte 1965 aus einer Privatsammlung (Slg. Hoffmann) ein Stück in den Besitz der Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und hist. Geologie, das nicht nur durch den Bewuchs, sondern nebenbei auch durch seine Geschichte recht interessant ist.

Die Platte stammt nach einer mit Tinte auf der Rückseite vorgenommenen Eintragung (1851 Mörnsheim E. Redenbacher) aus der Sammlung Redenbacher, eines Gerichtsarztes (zuletzt in Hof/Bayern), der in der ersten Hälfte des letzten Jahrhunderts eine bedeutende Sammlung an Fossilien der Plattenkalke zusammenbrachte. Den größten Teil dieser Sammlung erwarb später das Paläontologische Museum in Berlin. Ein weiteres aufgeklebtes, kleines Etikett ist in der Papiersorte, im Zuschnitt und in der Beschriftung identisch mit den Etiketten auf Originalen Oppel's und auf Stücken seiner Sammlung. Es dokumentiert, daß die Platte zu den 6 aus der Sammlung Redenbacher ausgeliehenen Exemplaren gehörte, die Oppel bei der Abfassung seiner Monographie der jurassischen Dekapoden (vgl. 1862, 19) vorgelegen haben. Ungeklärt ist, wie die Platte in die Privatsammlung gelangte. Von dem Sammler weiß man, daß er zeitweise mit der Bayer. Staatssammlung getauscht hat. Nach den z. T. schwer leserlichen Eintragungen auf dem Etikett („*Eryon Redenbacheri* Münst. t. 2 Mus. akad." [?]) befand sie sich möglicherweise (Mus. akad. = Mus. bayer. Akademie, eine alte Bezeichnung der Sammlung) in der Münchner Sammlung in der Alten Akademie, und der Sammler erhielt die Platte im Tausch gegen optisch bessere Stücke.

Bei dem Krebs handelt es sich um ein mäßig erhaltenes Exemplar von *Palaeopentacheles redenbacheri* (Münster 1839), einer breit gebauten, plumpen, reptant am Boden lebenden Form. Dieser seltene Eryonide zeichnet sich durch für diese Familie ungewöhnlich lange Antennengeißeln aus und durch ein charakteristisches erstes Scherenpaar: die Innenkanten von Index und Dactylus sind zum besseren Ergreifen der Beute mit langen, spitzen und scharfen Dornen besetzt. Extremitäten und Abdomen liegen nur als Abdruck vor. Die Pereiopoden haben sich bereits weitgehend vom Cephalothorax gelöst. Das Abdomen ist seitwärts umgeschlagen und lateral zusammengedrückt; bei der breiten Form des Abdomens ein relativ seltener Vorgang. Mit 23 mm Cephalothorax-Länge und 32 mm Scherenlänge handelt es sich um eines der größten Individuen dieser Art in der Staatssammlung (max. 30

mm bei 40 mm Scheren-Länge, wobei sich das Verhältnis C/Sch zu Ungunsten der Scheren von 0,65 auf 0,75 erhöht; d. h. mit steigender Cephalothorax-Größe werden die Scheren relativ kürzer). Da mit zunehmendem Alter das Wachstum abnimmt und sich damit die Zeiten zwischen den Häutungen immer mehr verlängern, ist besonders bei alten Individuen ein Bewuchs häufiger.

Die beiden Epöken lassen sich nach ihrem dreieckigen Querschnitt und der breiten Basis am besten bei *Serpula (Dorsoserpula) trigona* Parsch 1956 anschließen. Das eine Exemplar ist weitgehend zerstört. Die andere Röhre erreicht eine Länge von 13 mm. Nach einem anfänglich gegen den Cephalothorax-Hinterrand gerichteten Wuchs biegt sie nach vorn um. Das Röhrenende ist schließlich parallel zur Längsachse des Krebses orientiert. Aufgrund von Untersuchungen von Götz, Wrigley und Schmidt unterscheidet sich der strukturelle Aufbau fossiler *Serpula*-Röhren nicht von dem rezenter Vertreter. Für die fossilen Formen dürfte daher ein ähnliches Wachstum anzunehmen sein. Das festsitzende und damit an einen engen Lebensraum gebundene Tier mußte sich in der Röhrenform und in der Wachstums-Richtung auf die durch die Umwelt bedingten, momentan herrschenden Lebensbedingungen einstellen. Orientierung und Wachstumsrichtung werden primär durch das Nahrungs- und Sauerstoff-Angebot (Hargitt 1906, Götz, 399, 415) und damit verbunden durch Strömungsreize (Rheotropismus) gesteuert, weniger durch Berührungsreize (Thigmotropismus, thigmotaktische Führung durch die Morphologie des besiedelten Untergrundes, z. B. durch Rippen von Muscheln oder Ammoniten) und Geotropismus, kaum durch Phototropismus (In einer 3. Arbeit 1912 kommt Hargitt zu dem Schluß, daß alle diese genannten Reize in der Wahl der Wachstums-Richtung eine komplexe, nur untergeordnete Rolle spielen). Im vorliegenden Fall könnte man von einer orientierten Epökie sprechen, vorausgesetzt, daß die Besiedlung zu Lebzeiten des Krebses erfolgte. Dafür spricht zunächst einmal die Länge der Röhre. Die wenigen Wachstums-Daten in der Literatur für rezente Serpulinae (Laboratoriumsversuche) schwanken zwischen 1,5 mm *(Potamoceros triqueter)* und 40 mm *(Hydroides pectinata)* Längen-Zunahme der Röhre pro Monat. Die Werte für *Serpula* liegen bei 5—10 mm. Die Wachstums-Intensität hängt nicht nur von äußeren Faktoren wie Nahrungsangebot, Temperatur, Salinität u. a. ab, sondern nicht unbeträchtlich vom Alter. Da die Messungen an jungen Tieren vorgenommen wurden, würde der Wurm gemäß den heutigen Verhältnissen mehr als 1 Monat zum Aufbau einer Röhre entsprechender Länge gebraucht haben.

Zwei weitere Beobachtungen sprechen für einen praemortalen Bewuchs. Bei rezenten Dekapoden-Leichen ist nach einem Monat nicht nur die makroskopische Zerlegung des Individuums weiter fortgeschritten, sondern es tritt zusätzlich als nicht unerhebliche Komponente eine mikroskopische Lösung der die Chitinlamellen des Panzers verbindenden Kittsubstanz (Schäfer 1962, 158) ein. Der Panzer wird brüchig und wird bei Umlagerung oder bei Druck schnell zerstört. Der vorliegende Cephalothorax zeigt jedoch keine Brüche, obwohl bei der Setzung des Sediments wie sehr häufig bei den Krebsen der Plattenkalke die Morphologie des Ventral- und Innenskeletts teilweise durchgepaust wurde. Der Abbau des Chitin-Gerüstes hat allerdings bereits eingesetzt. Die Lumineszenz bei UV-Bestrahlung ist sichtbar

schwächer als an gut erhaltenen Vertretern von *Palaeopentacheles redenbacheri*. Die Zerlegung der Leiche — für eine Exuvie erscheint der Panzer zu stabil und zu wenig entkalkt — hat zwar bereits mit der Loslösung der Beine begonnen (sie kann je nach Temperatur, Wasserbewegung und Tiefe, Sauerstoffgehalt, Salinität und durch die Aktivität von Mikroorganismen und kleinerer Aasfresser in den Tropen schon nach wenigen Tagen erfolgen). Antennen und die übrigen Anhänge des Kopfes sind jedoch noch im ursprünglichen Verband.

Die Länge der *Serpula*-Röhre, der noch gute Erhaltungszustand des Cephalothorax und die wenig fortgeschrittene Zerlegung sprechen für einen Bewuchs zu Lebzeiten des Krebses, die Orientierung nach vorn für eine orientierte Epökie. Der Vorteil dieser Ausrichtung nach vorn ist nicht nur in der unmittelbar besseren Versorgung mit Frischwasser und Nahrung zu suchen. Der reptante Wirt dürfte sich häufiger ins Sediment eingegraben haben; dabei blieben nur die Frontpartien außerhalb des Sediments und nur hier war für den sessilen Wurm ein erfolgreiches Nahrungsstrudeln gewährleistet.

2. Entökie durch bohrende Thallophyten

Taf. 3, Fig. 2—5

An zahlreichen Krebsresten aus mergeligen Schlämmproben des Oxfordian (Malm α von Lochen/Württemberg und den Birmensdorfer Schichten von Rumpel bei Olten/Schweiz) fielen auf der Oberfläche feine, z. T. knotig anschwellende Schläuche auf von unregelmäßigem, nicht selten verknäueltem Verlauf und von mehreren mm Länge. Unverletzt täuschen sie eine Anlage im Panzer vor. Bruchstellen und vorsichtige Präparation zeigen, daß sie nur ganz oberflächlich angelegt wurden und wahrscheinlich nur unter der fossil nicht überlieferten Epicuticula lagen. Der Durchmesser dieser Schläuche schwankt zwischen 0,05—0,1 mm, kann aber an den Knoten bis auf 0,3 mm anschwellen.

Die weitere Untersuchung mit vorsichtiger Anätzung und bei stärkerer Vergrößerung ergab, daß mit diesen oberflächlichen Schläuchen etwas dünnere Gänge und haardünne Röhrchen vergesellschaftet sind. Die zarten fadenartigen Röhren durchziehen unregelmäßig den Panzer, ein mehr oder minder dichtes Geflecht von sich verzweigenden Fäden um 0,01 mm Durchmesser; sie konnten selten und nur an stark korrodierten Panzerresten beobachtet werden. Die wesentlich häufigeren Gängchen mittlerer Stärke (um 0,05 mm) verlaufen meist in oberflächennahen Partien, sowohl extern als auch intern. Sie scheinen den Panzer aber auch total zu durchqueren. Mündungen sind auf Außen- und Innenseite festzustellen. Die Befallsdichte beträgt maximal bis 20 Bohrungen auf einer Strecke von 1 mm. Wie bei dem feinen Filament kommen Verzweigungen vor, die nur bei den Schläuchen der Oberfläche fehlen. Innen scheinen sich die Gänge über den Panzer hinaus in den Sediment-verfüllten Muskelraum fortzusetzen. Die Füllung der Gänge besteht aus bröckeliger, limonitischer Substanz. Sie läßt sich nicht (Schindewolf 1962, 207) her-

ausätzen. Da die Panzersubstanz ebenfalls sehr brüchig ist, sind Dünnschliffe nur schwer herzustellen.

Die zahlreichen mehr oder minder unvollständigen Cephalothorax- und Scheren-Reste lassen sich Prosoponiden (*Goniodromites gibbosum* ETALLON 1857) und Paguriden (*Palaeopagurus laevis* v. STRAELEN 1925, *Goniochirus* sp.) zuordnen. Die meisten Scherenreste sind vorerst noch unbestimmbar. Es handelt sich dabei um Index- und Dactylus-Bruchstücke, den gewöhnlich dicksten und am stärksten verkalkten und damit stabilsten Skelett-Elementen. Die wenigen Cephalothorax-Reste weisen zwar Unterschiede in der Dichte und im Verlauf der Schläuche auf, zeigen aber keine bevorzugt befallenen Regionen. Diese statistische Verteilung gilt auch für die Scheren. Häufig sind auch Schneiden und Tuberkeln von Index und Dactylus angegriffen, Partien also, die zu Lebzeiten starken Drucken ausgesetzt waren. Damit läßt sich die Frage der prae- oder postmortalen Entstehung schon eingrenzen. Ein Individuum, dessen lebensnotwendige Scheren durch einen Organismus derartig in ihren Festigkeitseigenschaften beeinträchtigt sind, ist selbst stark geschädigt.

Einige Bruchstücke gestatten jedoch weitergehende Aussagen. Die Schläuche lassen sich von der Externseite über Bruchflächen nach innen verfolgen. Die Besiedlung geschah offensichtlich also erst nach dem Tode. Und zwar wird man analog persönlichen Beobachtungen an rezentem Krabben-Material auf Inhaca Island/ Moçambique folgendes annehmen können: Nach dem Zerfall der Leiche und der Aufarbeitung der Einzelteile durch physikalische, chemische und biologische Prozesse kamen nur die widerstandsfähigsten Scheren-Spitzen und zentrale Teile des Carapax im Sublitoral zur Ablagerung. Sie wurden mit Sediment verfüllt und wurden erst dann vom Erzeuger der Gänge befallen, der auch in der Sedimentfüllung feine, gangartige Spuren hinterließ. Keines der Stücke reagierte auf UV-Bestrahlung. Es kann allerdings nicht entschieden werden, ob aufgrund physikalisch/chemischer Vorgänge bei der Diagenese und nachher, oder ob durch einen biologischen Abbau, etwa durch den Erzeuger der Röhren.

Die Frage nach dem Urheber ist schwieriger zu beantworten. Bohrschwämme mit mehr perlschnurartigen Längsschnitten (Röntgenaufnahme von *Cliona* bei *Conus;* GINSBURG 1957, Abb. 3), bohrende Würmer mit regelmäßigeren und gewöhnlich größer dimensionierten Bauten (VOIGT 1965, s. auch TAUBER 1948) und Cirripedia (SEILACHER 1968) scheiden aus. Die beste Übereinstimmung besteht mit dem großen Formen-Kreis der Thallophyten. Ganz ähnliche und auf Algen zurückführbare Strukturen wie die feinen Fadengeflechte bildet GINSBURG (1957, Abb. 5) an rezenten Molluskenschalen ab. An fossilem Material machte MÄGDEFRAU (1937, Tafel 4, Fig. 7, Taf. 6, Fig. 1—6) unter *Chaetophorites* und *Mycelites* sehr ähnliche Formen bekannt. Als Bohrgänge von Pilzen deuten BENDER 1951, SCHINDEWOLF 1963 und WETZEL 1964 entsprechende Filamente. Im Verlauf und in der Anlage der dickeren Gänge zeigt besonders *Mycelites conchifragus* SCHINDEWOLF 1962 eine größere Ähnlichkeit, ein Schalen-Schmarotzer an liassischen Ammoniten. Abweichend von *M. conchifragus* fehlt beim vorliegenden Krebs-Material eine deutliche Stockwerks-Abhängigkeit; die oberflächlichen Schläuche lassen sich mit dem horizontalen

Myzel (Schindewolf 1962, Abb. 1) vergleichen. Es fehlen ihnen die Abzweigungen; dagegen kommt es häufig zu Verdickungen und zu Verknäuelungen. Ob diese Verdickungen den knollig-blasigen Knospen von Seitenästen bei *M. conchifragus* entsprechen, kann nicht beantwortet werden.

Der Erzeuger der Schläuche und des Filaments kann demnach am besten einem Vertreter der Thallophyten zugeschrieben werden. Eine Zuordnung zu Algen oder Pilzen ist bei der fragmentären Erhaltung nicht zu entscheiden. Die gleichmäßige Verteilung über den gesamten Schalen-Querschnitt (die an organischer Substanz reichste Innenschicht sollte bevorzugt befallen sein), die relativ häufigen Mündungen nach außen und die Fortsetzung der Gänge ins Sediment sprechen mehr für einen Befall der vor der Sedimentation aufgearbeiteten Krebsreste durch Algen.

3. Pathogene Deformationen am Carapax

Taf. 2, Fig. 2, Taf. 3, Fig. 6—7

Pathogene Deformationen an Krebspranzern wurden zum ersten Male von Mccoy 1854 an dem Raniniden *Notopocorystes stokesi* (Mantell) aus dem Gault Südenglands beobachtet. Eingehender mit diesem Problem beschäftigte sich Houša 1963 anhand eines umfangreicheren Dekapoden-Materials aus dem Tithon von Stramberg; u. a. bringt er auch einen ausführlichen Überblick über alle bisher bekannt gewordenen Fälle derartiger Deformationen. Es handelt sich stets um eine mehr oder minder ausgeprägte Anschwellung der Branchialregion. Als Erreger der Schwellung werden allgemein (Balss, Bachmayer, v. Straelen) entsprechend ganz ähnlicher Auftreibungen der Kiemenregion bei zahlreichen rezenten marinen Dekapoden (Balss, 1466) parasitisch in den Kiemenhöhlen lebende Isopoden der Unterordnung Epicaridea angenommen. Da es bei keinem der rezenten Vertreter dieser Parasiten zur Abscheidung eines stabileren Panzers kommt, dürfte auch ein direkter Nachweis am Fossil und damit eine Zuordnung zu einer der 5 wichtigsten rezenten Familien kaum zu erwarten sein. Nach der Häutung des Wirttieres, solange sein Panzer noch weich und dehnbar war, bewirkte der ebenfalls gewachsene Parasit eine beulenartige Aufwölbung des Panzers; dabei kam es zu einer auch fossil überlieferten Streckung und Verzerrung von Skulptur-Elementen wie Tuberkeln oder Grübchen. Der Befall durch die Larve erfolgte wohl ähnlich wie heute mit jahreszeitlichen Maxima. Die Intensität ist lokal sehr unterschiedlich und liegt gewöhnlich bei rezenten Populationen um 1—2%; es konnten jedoch auch schon bis zu 25% infizierte Individuen einer Art festgestellt werden. Bachmayer (1954) gibt für die tithonischen Riffkalke von Ernstbrunn bei 3000 untersuchten Exemplaren 2% an, Houša für 890 Stücke von Stramberg 3,82%. Die Larve des Parasiten scheint rechte wie linke Kiemenkammern gleichmäßig besiedelt zu haben. Erst beim Wachstum nehmen die weiblichen Tiere eine der Form der Kiemenhöhle entsprechend asymmetrische Gestalt an. Trotzdem liegt bei manchen Arten der Galatheiden eine eindeutige Bevorzugung der rechten Kiemenkammer vor (Rayner 1935, bei *Munida subrugosa*, 429 Exemplare, 92,1%) gegenüber der linken (4,6%)

bzw. beidseitigem Befall (3,3%). Einen ähnlichen Befund zeigten die Galatheiden von Stramberg (HOUŠA, 105), an denen ebenfalls die Deformationen bevorzugt rechts beobachtet wurden. Bei allen anderen im Mesozoikum nachweislich befallenen Familien (Prosoponidae, Dynomenidae, Raninidae) herrscht eine statistische Verteilung; beidseitiger Befall ist selten.

Die zusammenfassende Tabelle aller bekannt gewordenen Beispiele einer Infektion am Schluß der Arbeit von HOUŠA täuscht eine maximale Verbreitung der Parasiten an Krebsen der tithonischen Riffkalke vor. Tatsächlich liegt von hier das überhaupt reichste Prosoponiden-Material vor, zudem das einzigste, das auf diese Parasiten hin kritisch untersucht wurde. Zum anderen wird die hohe Zahl von 16 Arten durch die doppelte Zählung einiger Arten erreicht (*Galatheites antiquus* = *G. zitteli* und *Cyclothyreus reussi* je einmal für Stramberg und Ernstbrunn). Außerdem fallen mehrere Formen unter die Synonymie anderer (*Cyclothyreus strambergensis* = *Prosopon tithonium* = *C. reussi*). Die im Vergleich zu allen anderen Vorkommen trotzdem noch hohe Arten-Zahl (10) ist bedingt durch die ungewöhnlich reiche (Individuen und Arten) Dekapoden-Fauna von Stramberg und von Ernstbrunn.

Als bisher ältesten Nachweis führte BEURLEN 1929 ein beidseitig deformiertes Individuum von *Gastrosacus latirostris* aus dem Corallien (ob. Oxfordian) der Côtes Lorraines an. HOUŠA bringt in seiner Tabelle einen weiteren Vertreter dieser Gattung (*Gastrosacus* n. sp.) aus dem Oxford der CSSR. Das bisher älteste horizontiert aufgesammelte Exemplar, das einen Befall durch Epicaridea demonstriert, ist ein neuer Fund von *Nodoprosopon spinosum* (v. MEYER) aus dem ob. Oxford (*Idoceras planula* Schichten) vom Obelshof (Hahnenkamm, südl. Frankenalb). Die Verbreitung diescs Prosoponiden reicht entgegen GLAESSNER's Angaben im Fossilium Catalogus nur vom Oxfordian (beta 1) bis ins obere Unterkimmeridgian (epsilon) im Bereich der nördlichen und südlichen Frankenalb, in Württemberg und der nördl. Schweiz. Die Zuordnung einer glatten, wenig gegliederten Form aus dem Tithon von Savoyen durch PILLET & FROMENTEL 1875 zu dem kräftig skulpturierten *Nodoprosopon spinosum* ist zu korrigieren; es bestehen mehr Übereinstimmungen mit *Pithonoton marginatum* (v. MEYER). Die Angaben über ein Vorkommen in Stramberg dürften auf van STRAELEN zurückzuführen sein, der u. a. auch MOERICKE's *P. ornatum* (Taf. 6, Fig. 15) und REMES *P. heydeni* (Taf. 3, Fig. 17) zur Art *N. spinosum* rechnete.

Bei dem vorliegenden Exemplar, einem mit 18 mm Länge relativ großen Individuum, ist die linke Paragastricalregion stärker beschädigt und die charakteristisch hervorspringenden Tuberkeln zwischen Cervical- und Branchiocardiacalfurche sind abgebrochen. Die linke Branchialregion ist auffallend stark aufgebläht. Sie erreicht mit einer deutlichen Ausbuchtung nach außen und nach hinten annähernd die doppelten Ausmaße der rechten Kiemenregion (Breite: links 0,75 mm, rechts 0,5 mm; Höhe: links 0,6 mm, rechts 0,35 mm). Die rechte erscheint zudem durch einen seitlichen, parallel zur Seitenkante verlaufenden Längsbruch, an dem der äußere Teil leicht eingedrückt wurde, verkleinert. Auch der Hinterrand ist links stärker ausgebuchtet als rechts. Nach der Größe des Individuums und der Deformation dürfte

es sich um ein älteres Tier handeln, das schon längere Zeit, wahrscheinlich über mehrere Häutungen hinweg, infiziert war (Taf. 2, Fig. 2).

An Exemplaren von *Notopocorystes stokesi* (MANTELL) aus dem Gault Südenglands waren, wie bereits erwähnt, die pathologischen Deformationen der Branchialregion erstmalig beschrieben (MCCOY 1854, 118 ... *Bophyrus)*, abgebildet (BELL 1863, Taf. 3, Fig. 3) und als Infektion durch Bopyriden („... infested with a bopyriform parasite ..." BELL, Erläuterung zu Fig. 3, Taf. 3) gedeutet worden. BELL's Original zeigt einen Befall der linken Seite, die beiden vorliegenden Exemplare aus dem Gault von Folkestone sind rechts infiziert; das eine ist mit 16,5 mm Länge ein jüngeres, das andere mit 27 mm ein fast ausgewachsenes Individuum. Stets liegt die Auftreibung in den vorderen zwei Dritteln der Branchialregion. Die Platznahme und Aufwölbung erfolgte vor allem dorsal und lateral nach außen. Median wirkte die Furche längs der Urogastricalregion, d. h. der kräftige, mediane, längsverlaufende Teil des Musculus attractor epimeralis als scharfe Begrenzung, während die äußere Fortsetzung, die „Branchiocardiacalfurche", fast überprägt wurde und auch der hintere Lateralast der Cervicalfurche noch deformiert wurde. Ventral wurde die nach unten umgeschlagene Seitenfläche (zwischen Seitenkante und Pleuralnaht) entsprechend der Ausbuchtung verbreitert. Die Pleuralnaht ist in ihrem Verlauf nur geringfügig verschoben. Die hintere Metabranchialregion und der Hinterrand wurden nicht in Mitleidenschaft gezogen. An dem größeren Krebs sind sie nachträglich bei der Fossilisation zerbrochen (Taf. 3, Fig. 6—7).

Bei *Phlyctisoma granulatum* BELL (= *Palaeastacus scaber* BELL) aus dem Gault Südenglands vermutete HOUŠA (S. 102) aufgrund der Abbildung BELL's (Taf. 11, Fig. 9) irrtümlich einen Befall. Die von HOUŠA als Auftreibung gedeutete Partie der rechten Branchialregion wird durch einen Rest des umgebenden Gesteins hervorgerufen (s. FÖRSTER 1966, Taf. 17, Fig. 7—8).

An folgenden Arten konnte bisher ein Befall beobachtet werden:

Oxfordian:		
Nodoprosopon spinosum (v. MEYER)	Frankenalb	
Gastrosacus latirostris BEURLEN	Côtes Lorraines	
Gastrosacus n. sp. (bei HOUŠA)	Böhmen	= 3
Kimmeridgian:		
Gastrosacus wetzleri v. MEYER	Frankenalb	= 1
Tithonian:		
Galatheites zitteli (MOERICKE)	Stramberg,	
(synonym *G. antiquus* [MOERICKE])	Ernstbrunn	
Galatheites verrucosus (MOERICKE)	Stramberg	
Mesogalathea striata (REMES)	Stramberg	
Cyclothyreus reussi (GEMMELLARO)	Stramberg,	
(syn. *C. strambergense* REMES	Ernstbrunn	
Prosopon tithonium GEMMELLARO	Sizilien	
P. latum MOERICKE)		

Cyphonotus oxythyreiformis (Gemmellaro)	Stramberg	
Nodoprosopon katholickyi (Remes)	Stramberg	
Nodoprosopon ovale (Moericke)	Stramberg	
Pithonoton marginatum (v. Meyer)	Stramberg,	
(s. Bachmayer 1964)	Ernstbrunn	
Goniodromites bidentatum Reuss	Stramberg	
Goniodromites bidentatum polyodon Reuss	Stramberg	= 10
Neocomian:		
Cyphonotus octodentatus (Milne-Edwards)	Mittelfrankreich	= 1
Albian:		
Notopocorystes stokesi (Mantell)	Südengland	= 1
	insges.	16

4. Regeneration amputierter Glieder

Taf. 2, Fig. 1, Taf. 3, Fig. 1

Die Fähigkeit, verlorengegangene Extremitäten zu regenerieren, ist bei den Dekapoden weit verbreitet. Bei der Häutung, bei Kämpfen untereinander und ganz besonders bei Autotomie in höchster Gefahr kann es zum Verlust eines Gliedes kommen; es reißt gewöhnlich an vorgezeichneten Bruchstellen ab. Im Laufe des Wachstums, meist nach mehreren Häutungen, wird es wieder regeneriert. Ein einwandfreier Nachweis an fossilem Material wäre in einem frühen Regenerations-Stadium leicht möglich. In späteren Stadien wird er jedoch durch den Umstand erschwert, daß bei zahlreichen Familien als Funktion einer höheren Spezialisierung eine Asymmetrie im Bau zwischen der rechten und der linken Schere besteht; im einfachsten Fall liegt nur ein Größenunterschied vor. Häufig unterscheiden sich jedoch rechte und linke Schere gemäß ihrer Funktion auch grundlegend in ihrer Form, was bei isoliert aufgefundenem Material zu falschen Zuordnungen führen kann. Diese z. B. bei den Homaridae weitverbreitete Heterochelie mit kräftiger Knackschere und schlanker Zwick/Greifschere bedingte bei kretazischen Homariden-Resten die Aufstellung verschiedener Gattungen, wie Mertin an einem reichen Material von *Oncopareia* = *Nymphaeops* (Cephalothorax-Reste) = *Ischnodactylus* und *Hoploparia* (Scheren) demonstrieren konnte. Diese Heterochelie schließt im Einzelfund eine eindeutige Entscheidung aus, ob ein Spätstadium einer Regeneration vorliegt oder nicht.

Ein erstes Beispiel machte Münster bereits 1839 mit dem Holotypus von *Pseudastacus pustulosus* aus den Plattenkalken bekannt (Taf. 9, Fig. 13), ohne auf die unterschiedliche Scherengröße einzugehen. Es ist das späte Regenerations-Stadium eines mindestens bis zum Merus amputierten rechten Pereiopoden (Carpus-Länge rechts 4, links 5 mm; Scheren-Länge rechts 16, links 21,4 mm). Die Größenunterschiede zwischen den distalen Scheren sind größer (l/r 1,34) als beim proximaler gelegenen Carpus (l/r 1,25). Oppel fiel an *Mecochirus longimanatus* (AS VI 31; Taf. 23, Fig. 1) die Ungleichheit zwar auf, aber erst Przibram deutete die Scheren-Unterschiede bei einem Eryoniden aus den Plattenkalken erstmals als Re-

generations-Erscheinung. An einem umfangreichen Material von *Eryma modestiformis* (SCHLOTHEIM) aus den oberjurassischen Plattenkalken konnten Beispiele einer Regeneration nachgewiesen werden. Unter 225 vermessenen Individuen wurden an 13 Exemplaren (= 6%) Größendifferenzen von über 5% zwischen rechts (5) und links (8) festgestellt; im extremsten Fall (FÖRSTER 1966, Tab. 1, S. 72, Taf. 16, Figur 8) ist die eine Schere annähernd 20% größer. Da die Scheren bei männlichen und weiblichen Tieren auf beiden Seiten gleich entwickelt sind, dürften die Größenunterschiede als späte Regenerations-Stadien zu deuten sein.

Diese Erklärung ist auch für 2 ebenfalls aus den Plattenkalken stammende Exemplare von *Mecochirus longimanatus* (SCHLOTHEIM) anzunehmen. Unter rund 200 gesichteten Stücken fanden sich 2 Individuen mit deutlichen Größen-Unterschieden, wiederum beim 1. Pereiopodenpaar. Wie bei den untersuchten Erymiden, scheint dem größeren Exemplar das gesamte Bein amputiert worden zu sein, da sich auch die proximalen Glieder in den Ausmaßen klar unterscheiden. Bei dem kleineren Exemplar mit rechts und links gleich großen Merus und Carpus gingen nur Propodus und Klaue verloren.

in mm		AS VI 31			1964 XXIII 106		
Cephalothorax-Länge		rechts	links	l/r	links	rechts	r/l
			30			20	
Merus	Länge	21	25	1,2	gleich lang		1
	Breite	4	6	1,5			1
Carpus	Länge	10	16	1,6	8	8	1
	Breite	3,5	6	1,7	3	3	1
Propodus	Länge	28	54	1,9	24	30	1,3
	Breite	3,5	7	2,0	3	3,5	1,2
Klaue	Länge	16	31	1,9	15	—	—

Die Angleichung der Größe nimmt ab, je weiter das regenerierte Glied von der Bruchstelle bzw. dem Körper entfernt ist (Spalte l/r, von 1,2—2,0). Demnach scheint die Differenzierung zur fertigen Extremität zentrifugal von den basalen Gliedern zu den distalen fortgeschritten zu sein. In der rezenten Krebsfauna kommen zentripedale wie zentrifugale Differenzierungen des Regenerats gleichermaßen vor.

Als Beispiel für ein jüngeres Regenerations-Stadium kann ein älteres Individuum von *Cycleryon propinquus* (SCHLOTHEIM) aus den Solnhofener Plattenkalken angesehen werden. Regeneriert wurde ebenfalls wieder eine Schere des 1. Pereiopoden-Paares. Im Gegensatz zu den angeführten Erymiden und Mecochiriden, bei denen die Extremität an einem proximalen Glied abgetrennt worden war, ist hier nur die eigentliche Schere, der Propodus, verloren gegangen. Obwohl der Krebs die Dorsalseite zeigt, sind Messungen selbst an den basalen Gliedern möglich, da deren Konturen durch den Cephalothorax durchgepaust wurden. Die Maße von

Coxa, den zum Basiischium verschmolzenen Basis und Ischium, von Merus und Carpus sind rechts und links gleich. Erst die beiden Scheren weisen erhebliche Größenunterschiede auf; die rechte erreicht nicht einmal $^1/_5$ der linken Schere. Die Differenzierung des Regenerats ist jedoch bereits so weit fortgeschritten, daß eine vollständige, wenn auch sehr kleine Schere ausgebildet wurde. Besonders deutlich ist das Mißverhältnis in der Größe gegenüber dem Carpus. Während gewöhnlich die Scheren erheblich länger und breiter als der Carpus sind, erreicht sie hier nicht einmal dessen Größe (66,7% der Carpus-Länge; 53% der Breite). Der Dactylus ist basal außerordentlich verbreitert. Erst der distale Teil hat die übliche schlanke Gestalt. Der Index hat basal 2 kräftige Zähne. In diesen für *C. propinquus* ungewöhnlichen basalen Verbreiterungen von Index und Dactylus zeigt sich eine gewisse (atavistische?) Ähnlichkeit mit *C. spinimanus* (Germar), wo der Dactylus basal 3 kräftige Dornen ausgebildet hat.

in mm		rechts	links	l/r
Coxa, Basis, Ischium				
	Länge	20	20	1
	Breite	5,5	5,4	1
Merus	Länge	35	35	1
	Breite	7	7	1
Carpus	Länge	16,5	16,5	1
	Breite	7	8	1,1
Propodus	Länge	11	57	5,2
	Breite	3,7	10	2,7
Dactylus	Länge	4	21	5,2
Cephalothorax		Inv. Nr. 1968 I 14		
	Länge		63	
	Breite		86	
Abdomen	Länge		65	

Mit 128 mm Gesamtlänge handelt es sich um ein fast ausgewachsenes Exemplar (max. gemessener Wert an Stücken der Staatsslg.: 165 mm). Die Größe der neugebildeten Schere spricht für ein frühes Regenerations-Stadium, wahrscheinlich im ersten Häutungs-Intervall nach Verlust der Schere.

Literaturverzeichnis

Bachmayer, F., 1948: Pathogene Wucherungen bei jurassischen Dekapoden. — Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl. Abt. I, **157**, S. 263—266, 4 Abb., Wien

Bachmayer, F., 1964: Ein Korallenriff in Niederösterreich. — Veröffentl. Naturhist. Mus., N. F., **5**, S. 102—111, Abb. 120—136, Wien

Balss, H., 1940—1961: in: Dr. H. G. Bronns Klassen und Ordnungen des Tierreichs, **5**, 1 Abt., 7. Buch, Decapoda. — 2169 S., 1217 Abb., Leipzig

Bender, F., 1951: Fossile Pilze aus dem Eisenoolithhorizont des Lias α in Württemberg. — Palaeontographica B, **91**, S. 152—158, Taf. 22—24, 1 Abb., Stuttgart

Beurlen, K., 1929: Untersuchungen über Prosoponiden. — Cbl. Miner. Geol. 1929, Abt. B, S. 125—142, 6 Abb., Stuttgart

Ernst, G., 1967: Über Fossilnester in *Pachydiscus*-Gehäusen und das Lagenvorkommen von Echiniden in der Oberkreide NW-Deutschlands. — Paläont. Z., **41**, S. 211—229, Taf. 25—26, 4 Abb., Stuttgart

Förster, R., 1966: Über die Erymiden, eine alte konservative Familie der mesozoischen Dekapoden. — Palaeontographica, **125**, S. 61—175, Taf. 13—20, 37 Abb., Stuttgart

Ginsburg, R. N., 1957: Early diagenesis and lithification of shallow-water carbonate sediments in South Florida. — in: Le Blanc & Breeding, Regional aspects of Carbonate deposition. A symposium with discussions. — Soc. Econom. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ., **5**, S. 80—99, 18 Abb., Tulsa

Glaessner, M. F.: Crustacea decapoda. — in: Fossilium Catalogus, **41**, 464 S., Berlin

Götz, G., 1931 Bau und Biologie fossiler Serpuliden. — N. Jb. Miner. Geol. Paläont., BB **66**, Abt. B., S. 385—438, Taf. 22—23, 4 Abb., Stuttgart

Hargitt, C. W., 1906: Experiments on the Behavior of Tubicolous Annelids. — J. experiment. Zool., **3**, S. 295—320, 3 Abb., Baltimore

Hargitt, C. W., 1912: Observations on the Behavior of Tubicolous Annelids. III. — Biol. Bull. Marine Biol. Labor. Woods Hole, **22**, S. 67—94, 4 Abb., Woods Hole/Mass.

Hesse, R., 1943: in: Hesse-Doflein, Tierbau und Tierleben in ihrem Zusammenhang betrachtet. II. Bd. Das Tier als Glied des Naturganzen. — 2. Auflg., 828 S., 884 Abb., 1 Taf., Jena

Houša, V., 1963: Parasites of Tithonian Decapod Crustaceans (Stramberk, Moravia). — Sborn. Ustred. Ustav. Geol., **28**, (1961), Paleont., S. 101—114, 2 Taf., Prag

Madsen, F. J. & Wolff, T., 1965: Evidence of the Occurrence of Ascothoracica (Parasitic Cirripeds) in Upper Cretaceous. — Meddel. Dansk. Geol. Foren., **15**, S. 556—558, 1 Taf., 1 Abb., Kopenhagen

Mägdefrau, K., 1937: Lebensspuren fossiler „Bohr"-Organismen. — Beitr. naturk. Forsch. Südwestdeutschlands, **2**, S. 54—67, Taf. 4—6, 2 Abb., Karlsruhe

Mccoy, F.: 1854: On some new Cretaceous Crustacea. — Ann. Mag. Natur. Hist., (ser. 2), **14**, S. 116—122, Taf. 4, London

Meischner, D., 1968: Perniciöse Epökie von Placunopsis auf Ceratites. — Lethaia, **1**, S. 156—174, 10 Abb., Oslo

Merkt, J., 1966: Über Austern und Serpeln als Epöken auf Ammonitengehäusen. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **125**, S. 467—479, Taf. 42, 1 Abb., Stuttgart

Mertin, H. 1941: Decapode Krebse aus dem subhercynen und Braunschweiger Emscher und Untersenon sowie Bemerkungen über einige verwandte Formen in der Oberkreide. — Nova Acta Leopoldina, N. F., **10**, (Nr. 68), S. 149—264, Taf. 1—8, 30 Abb. Halle

Müller, A. H., 1966: Zur Kenntnis mesozoischer Serpuliden (Annelida, Polychaeta). — Geologie, **15**, S. 1053—1075, 3 Taf., 22 Abb., Berlin

Parsch, K., 1956: Die Serpuliden-Fauna des südwestdeutschen Jura. — Palaeontographica, **107**, S. 211—240, Taf. 19—21, 1 Abb., Stuttgart

Przibram, H., 1905: Die „Heterochelie" bei decapoden Crustaceen. — Archiv f. Entwicklungsmechanik, **19**, S. 181—247, Taf. 8—13, Leipzig

Rayner, G. W., 1935: The Falkland species of the Crustacean genus Munida. — Discov. Reports Cambridge, **10**, S. 209—245, 18 Abb., Cambridge

Schäfer W., 1962: Aktuo-Paläontologie nach Studien in der Nordsee. — 666 S., 36 Taf., 277 Abb., Frankfurt

Schindewolf, O. H., 1934: Über Epöken auf Cephalopoden-Gehäusen. — Palaeont. Z., **16**, S. 15—31, Taf. 2, Berlin

Schindewolf, O. H., 1962: Parasitäre Thallophyten in Ammoniten-Schalen. — Paläont. Z., H. Schmidt-Festband, S. 206—215, Taf. 21—23, Stuttgart

Schindewolf, O. H., 1963: Pilze in oberjurassischen Ammoniten-Schalen. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **118**, S. 177—181, Taf. 16, Stuttgart

Schmidt, W. J., 1955: Die tertiären Würmer Österreichs. — Österr. Akad. Wissensch., math.-naturw. Kl., Denkschr., **109**, 7. Abh., 121 S., 8 Taf., Wien

Seilacher, A., 1955: Ökologie der triassischen Muschel *Lima lineata* (Schloth.) und ihrer Epöken. — N. Jb. Geol. Paläont., 1954, Monatsh., S. 163—183, 8 Abb., Stuttgart

Seilacher, A., 1960: Epizoans as a key to ammonoid ecology. — J. Paleont., **34**, S. 189—193, 3 Abb., Tulsa

Seilacher, A., 1968: Swimming habits of Belemnites — recorded by boring Barnacles. — Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **4**, S. 279—285, 5 Abb., Amsterdam

Tasnadi-Kubacska, A., 1962: Paläopathologie. Pathologie der vorzeitlichen Tiere. — 269 S., 293 Abb., Jena

Tauber, A. F., 1948: Über prämortalen Befall von rezenten und fossilen Molluskenschalen durch tubicole Polychaeten (Spionidae). — Palaeobiologica, **8**, S. 153—172, 6 Abb., Wien

Voigt, E., 1955: Artspezifischer Parachorismus (?) von Serpuliden in Kreidebryozoen. — Paläont. Z., **29**, S. 8—20, Taf. 1—2, Stuttgart

Voigt, E., 1965: Über parasitische Polychaeten in Kreide-Austern sowie einige andere in Muschelschalen bohrende Würmer. — Paläont. Z., **39**, S. 193—211, Taf. 25—27, 3 Abb., Stuttgart

Voigt, E., 1967: Ein vermutlicher Ascothoracide *(Endosacculus* [?] *najdini* n. sp.) als Bewohner einer kretazischen *Isis* aus der UdSSR. — Paläont. Z., **41**, S. 86—90, 2 Abb., Stuttgart

Wetzel W., 1964: Schalen-Parasitismus bei Ammoniten (aufgrund schleswig-holsteinischer Funde). — Meyniana, **14**, S. 66—69, 2 Abb., Kiel

Wrigley, A., 1950: The Differences between the Calcareous Tubes of Vermetids and Serpulits. — J. Conchyl., **90**, S. 118—121, 13 Abb., Paris

Ziegler, B.: 1964: Bewuchs auf Spongien. — Paläont. Z., **38**, S. 88—97, Taf. 10—12, 5 Abb., Stuttgart

Tafelerläuterungen

Tafel 2

Fig. 1: *Mecochirus longimanatus* (Schlotheim); ob Malm (Plattenkalke), Eichstätter Revier. Original zu Oppel 1862, Taf. 23, Fig. 1; der rechte 1. Pereiopode war bis zur Basis amputiert worden. Das Regenerat hat die volle Größe der normal entwickelten linken Schere noch nicht erreicht. Natürl. Größe; Bayer. Staatsslg. Inv. Nr. AS VI 31

Fig. 2: *Nodoprosopon spinosum* (H. v. Meyer); ob. Oxfordian *(Idoceras planula*-Schichten), Obelshof/Hahnenkamm, östl. Wassertrüdingen; Auftreibung der linken Kiemenregion infolge Befalls durch Epicaridea (Isopoda); 4× vergr.; Bayer. Staatsslg. Inv. Nr. 1969 XV 93

Fig. 3: *Palaeopentacheles redenbacheri* (Münster); ob. Malm (Plattenkalke), Umgebung von Mörnsheim. Orientierter Bewuchs durch *Serpula (Dorsoserpula) trigona* Parsch. Anfangsstadium einer Zerlegung der Krebs-Leiche; Abdomen und Extremitäten sind zum Teil bereits losgelöst; natürl. Größe; Bayer. Staatsslg. Inv. Nr. 1965 III 11

Tafel 3

Fig. 1: *Cycleryon propinquus* (Schlotheim); ob. Malm (Plattenkalke); Schernfeld bei Eichstätt. Junges Regenerationsstadium der rechten Schere. Die übrigen proximalen Glieder der amputierten Extremität sind bis zum Carpus normal entwickelt. Der Dactylus der regenerierten Schere ist basal stark verbreitert, der Index besitzt 2 basale Zähne 1,3× verkleinert; Bayer. Staatssig. Inv. Nr. 1968 I 14 (Gegenplatte befindet sich in Frankfurt, Senckenberg Slg. SMF ×/m 118) *(1

Fig. 2: *Palaeopagurus* cf. *laevis* v. Straelen; Oxfordian (Birmensdorfer Schichten), Rumpel bei Olten/Schweiz. Dactylus, von schlauchartigen, oberflächlich im Panzer verlaufenden Gängen bohrender Thallophyten bedeckt; 6,7× vergr.; Slg. Hess, Binningen, Schweiz

Fig. 3: *Palaeopagurus* cf. *laevis* v. Straelen; Oxfordian (Birmensdorfer Sch.), Rumpel/Schweiz. Index-Bruchstück; die Oberseite der Index-Spitze mit schlauchartigen Gängen eines bohrenden Thallophyten, z. T. aufgebrochen; 7,7× vergr.; Slg. Hess, Binningen/Schweiz

Fig. 4: *Goniochirus* sp.; Oxfordian, Rumpel bei Olten, Schweiz; Dactylus-Oberseite einer linken Schere; schlauchartige Gänge und senkrechte Bohrgänge bohrender Thallophyten; 8× vergr.; Slg. Hess, Binningen, Schweiz

Fig. 5: *Goniochirus* sp.; Oxfordian (Birmensdorfer Sch.), Rumpel bei Olten, Schweiz. Scherenbruchstück mit Index (rechts), Panzer mit Spuren bohrender Thallophyten; 8,4× vergr.; Slg. Hess, Binningen, Schweiz

Fig. 6: *Notopocorystes stokesi* (Mantell); Albian, Folkestone, Südengland; Deformation der rechten Kiemenregion durch Epicaridea; 1,6× vergr.; Slg. Tübingen

Fig. 7: *Notopocorystes stokesi* (Mantell); Albian, Folkestone, Südengland; Auftreibung der rechten Kiemenregion durch Epicaridea; 3,1× vergr.; Slg. Mus. Geol. Lausanne Inv. Nr. 8542

[1]) Malz, H., 1969: Scheren-Neubildung an Weißjura-Krebs. — Natur u. Museum, 99 (8), S. 376—378, 1 Abb., Frankfurt

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 9 | 61—71 München, 31. 12. 1969

Die Maniden (Pholidota, Mamm.) des europäischen Tertiärs

Von Wighart v. Koenigswald, München[1])

Mit 9 Abbildungen

Zusammenfassung

Die europäischen Manidenreste werden erneut untersucht und durch Funde aus den Spaltenfüllungen des Schwäbisch-Fränkischen Juras ergänzt. Neben *Necromanis quercyi* und *franconica* wird eine weitere Art, *N. parva* n. sp. festgestellt. Die Frage nach der Zusammengehörigkeit der isoliert gefundenen Skelettelemente wird diskutiert. Hierbei finden die früher angenommenen Beziehungen zu den Tubulidentata und den Edentata keine Bestätigung.

Summary

The remains of european manids are reexamined and knowledge is increased by some additional specimens from fissure fillings of southern Franconia (Germany). Besides *Necromanis quercyi* and *franconica* a third spcies, *N. parva* n. sp., is recognized. Assignment of some isolated skeletal parts to the manids is discussed. Relationship to tubulidentates and edentates accepted by some authers can not be confirmed.

Inhalt

Einleitung 62
Die Knochen des Skelettes 62
Die systematische Zuordnung der Fundgruppen 64
Weitere Einzelfunde aus Spaltenfüllungen 70
Ergebnisse 70
Schriftenverzeichnis 71

[1]) Dr. Wighart von Koenigswald, Institut für Paläontologie und historische Geologie, 8 München 2, Richard-Wagner-Str. 10/II.

Einleitung

Die Funde von Schuppentieren (Pholidota) sind im europäischen Tertiär immer sehr selten gewesen, obwohl der Humerus durch seine starken Muskelansätze, die die Diaphyse umgreifen, gut erkennbar ist.

Filhol (1894) hat als erster einige Funde aus dem Quercy zu den Manidae, der einzigen Familie der Pholidota, gestellt. Quenstedt (1885, T. 2, 18—20) hatte zwar schon einige Knochen aus einer Spaltenfüllung von Solnhofen bei Eichstätt abgebildet, aber erst Schlosser (1904, 499), dem aus der gleichen Spalte weitere Funde vorlagen, erkannte in ihnen die Reste der „Edentata", denen damals noch die Tubulidentata und die Pholidota zugerechnet wurden. Von Ameghino (1905) wurden weitere Funde vom Mont-Ceindre bei Lyon veröffentlicht und alle bisherigen Funde auf die Edentata, die Tubulidentata und die Pholidota verteilt. Nach dem Einspruch von Schlosser (1907) gegen diese Aufspaltung und die sich daraus ergebenden phylogenetischen Folgerungen folgte man zwar den Gedanken von Ameghino nicht weiter, blieb jedoch bei der durch ihn verursachten Namensvielfalt. In den späteren Jahren kamen zögernd neue Funde hinzu. So veröffentlichte Kormos (1934) eine Endphalange aus dem Pliozän von Ungarn. Helbing (1938) beschrieb einen Humerus aus St. André bei Marseille, einen Radius aus Montaigu-le-Blin und Fußwurzelknochen aus Weisenau bei Mainz. Einen weiteren Humerus bildet Viret (1951, 101) aus La Grive St.-Alban ab. In der ersten Beschreibung der Spaltenfüllung Wintershof-West wies Dehm (1937, 363) auf Maniden-Reste hin. Sie sollen in dieser Arbeit näher beschrieben werden.

Herrn Prof. Dr. R. Dehm bin ich sehr zu Dank verpflichtet, daß er mir großzügigerweise dieses Material zur Bearbeitung überlassen hat. Mein Dank gilt auch den Herren Dr. L. Ginsburg, Paris, Prof. Dr. F. Westphal, Tübingen, und Dr. S. Rietschel, Frankfurt-Senckenberg, für die Unterstützung durch die Ausleihe von fossilem Vergleichsmaterial und das Überlassen von Abgüssen.

Die Knochen des Skelettes

Bisher fehlt von den fossilen Pholidota ein zusammenhängender Skelettfund, der eindeutig die Zusammengehörigkeit der verstreut gefundenen Skelett-Teile beweisen kann. Der Humerus (Abb. 1, 2, 3) ist mit seinen die Diaphyse schraubenartig umgreifenden Muskelansätzen und dem verbreiterten Distalgelenk sehr gut mit den rezenten Formen vergleichbar. Die Humeri bilden deswegen auch die Holotypen der drei aufgestellten Arten. Mit diesen Humeri werden seit Schlosser (1904, 499) Femora (Abb. 4, 5) in Verbindung gebracht, die sich von den rezenten Maniden durch die Ausbildung eines Trochanter tertius, der sehr tief an der Diaphyse gelegen ist, und durch eine tiefe grubenartige Fossa trochanterica im Trochanter major erheblich unterscheiden. Ameghino (1905, 190) hat diese Femora einem Gürteltier *(Galliaetatus)* zugeordnet, weil bei den Dasypoda ein

Trochanter tertius ausgebildet ist. Aber schon die Fundverteilung läßt an dieser Zuordnung Zweifel aufkommen, wie VIRET (1955, 1283) betont hat, da man dann ausschließlich Humeri der Manidae gemeinsam mit den Femora der Dasypoda zusammen finden würde. Die fraglichen Femora sind aus dem Quercy (FILHOL 1894, Abb. 14), aus der Spaltenfüllung von Solnhofen (SCHLOSSER 1904, T. 26, 11) aus Wintershof-West (Abb. 4, 5) und aus Gaimersheim bekannt. Die Diaphyse ist gestreckt und glatt. An der medianen Seite ist sie gerundet, an der lateralen Seite setzt unter dem Trochanter major ein Grat an, der in der unteren Hälfte der Diaphyse den Trochanter tertius bildet. Darunter setzt der Grat aus und macht einer kleinen, nach hinten geöffneten Grube Platz. Dieser Muskelansatz ist bei den Dasypoda wesentlich kräftiger ausgebildet. Der obere Teil zeigt einen Trochanter minor und einen T. major mit einer Fossa trochanterica. Am hinteren

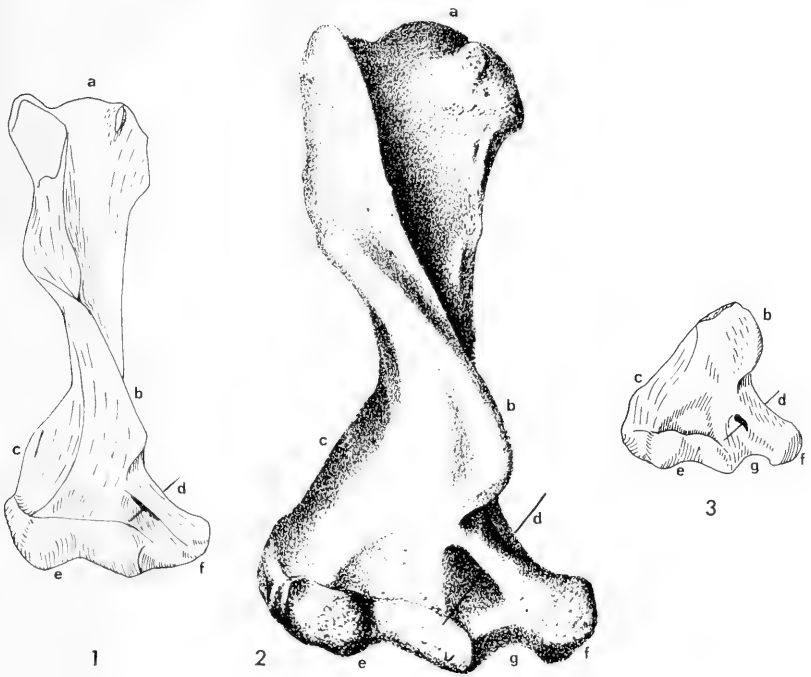


Abb. 1: *Necromanis quercyi* FILHOL 1894 — rechter Humerus, Holotypus, Bach (Quercy). nat. Gr.

Abb. 2: *Necromanis franconica* (QUENSTEDT 1885) — rechter Humerus, Holotypus, Spaltenfüllung Solnhofen bei Eichstätt, nat. Gr., nach QUENSTEDT 1885, T. 2, Fig. 18.

Abb. 3: *Necromanis parva* n. sp. — rechter Humerus, Holotypus, Spaltenfüllung Wintershof-West bei Eichstätt, Slg. München 1937 II 19585, nat. Gr.
a = Caput humeri, b = Crista deltoidea, c = Crista epicondyli lateralis, d = Foramen supracondylicum, e = Trochlea humeri, f = mediane Verlängerung des Distalgelenkes, g = die für *N. franconica* und *parva* typische Einschnürung.

Rand dieses Trochanters zeigt das Femur aus Mouillac (Query) einen Grat, der den jüngeren Funden fehlt.

Die Epiphysenfugen verknöchern erst sehr spät, denn nur bei dem Femur aus Mouillac ist eine distale Epiphyse zusammen mit der Diaphyse erhalten. Sie ist wie die von *Manis* ausgebildet.

Diese Femora unterscheiden sich von denen der Dasypoda, zu denen Ameghino sie stellte, durch die glatte und gestreckte Diaphyse. Es fehlt ihnen die Verlängerung des Trochanter minor, die nahezu bis an das Caput femoris reicht. Schließlich liegt der Trochanter tertius tiefer. Danach erscheint eine Zuordnung dieser Femora zu den Manidae, trotz der stärkeren Muskelanheftung, die diesen Unterschied bewirkt, wahrscheinlicher, als die zu den Dasypoda. Eine stärkere Muskelinsertion für die fossilen Maniden wurde auch am Humerus und an der Ulna beobachtet.

Die Fußwurzelknochen hat Helbing (1938, 301) aus Weisenau beschrieben. Bei der Zuordnung beruft er sich auf einen umfassenderen Skelettfund aus dem Allierbecken, zu dessen Bearbeitung er nicht mehr gekommen ist, und die auch bis jetzt unterblieben ist. Leider konnte ich das Material auch nicht einsehen, so daß die Zuordnung eines weiteren Calcaneus aus Wintershof-West nur nach den Angaben von Helbing geschehen kann.

Von Schlosser (1905, 499) wurden Metacarpalia beschrieben, die Ameghino (1905, 188) mit dem oben besprochenen Femur den Dasypoda als Metatarsalia zugeordnet hat. Das Originalmaterial ging während des Krieges verloren, und da kein weiteres Material vorliegt, erübrigt sich eine Diskussion zu diesem Zeitpunkt.

Die für die Maniden typischen gespaltenen Endphalangen hat Filhol (1894, Abb. 15) zuerst aus dem Quercy beschrieben. Eine vordere Endphalange konnte Kormos (1934) aus Südungarn vorlegen. Weitere Funde liegen jetzt aus Wintershof-West vor (s. S. 69). Ihnen gleicht nach den Angaben von Viret (1951, 102) eine Endphalange, die am Mont-Ceindre gefunden wurde. Aus dem Burdigal von Dolnice (Döllnitz) im Becken von Cheb (Eger) erwähnt Fejfar (1962, 281, den Fund eines Pholidoten. Dabei handelt es sich wiederum mu eine Endphalange des gleichen Typs.

Die systematische Zuordnung der Fundgruppen

MAMMALIA

Ordnung	Pholidota Weber 1904
Familie	Manidae Gray 1821
Gattung	*Necromanis* Filhol 1894
	= *Teutomanis* Ameghino 1905
	partim *Galliaetatus* Ameghino 1905
Typspezies	*Necromanis quercyi* Filhol 1894

Vergleicht man die Humeri, die die Genotypen zu *Necromanis* Filhol und *Teutomanis* Ameghino bilden, so ähneln sie sich in der Ausbildung der starken Grate zur Muskelanheftung so stark, daß sich eine gattungsmäßige Unterscheidung nicht rechtfertigen läßt. Zumindest ein Teil der von Ameghino zu *Galliaetatus* gestellten Knochen gehört ebenfalls zu *Necromanis*. Dies gilt z. B. für das Femur, das Schlosser aus Solnhofen beschrieb.

Gattungsdiagnose: Maniden mit kräftiger Muskelinsertion als bei *Manis*. Die Crista deltoidea ist überlappend ausgebildet und über dem Foramen supracondylicum tief und scharf eingeschnürt.

Necromanis quercyi Filhol 1894
(Abb. 1)

v* 1894 *Necromanis Quercyi* (H. F.) — Filhol, 132 Abb. 1, 2.
1905 *Necromanis Quercyi* Filhol — Ameghino, 210 Abb. 44.
1907 *Necromanis Quercyi* — Schlosser, 463
1938 *Necromanis Quercyi* — Helbing, 296
1951 *Necromanis quercyi* Filh. — Viret, 101

Holotypus: rechter Humerus, Abbildungen: Filhol 1894, Abb. 1, 2 — Ameghino 1905 Abb. 44 — in dieser Arbeit Abb. 1.

Locus typicus: Phosphoritgruben von Bach (Quercy).

Stratum typicum: Phosphorite des Quercy.

Aufbewahrungsort: Paris, Mus. Nat. d'Hist. Natur.

Diagnose: *Necromanis,* etwa gleichgroß wie *Manis pentadactyla* L., aber mit deutlich stärkeren Muskelkämmen. Keine bogige Einschnürung zwischen der medianen Verlängerung des Distalgelenkes und der Trochlea.

Von dieser Art liegt allein der Humerus aus Bach vor. Er ist 62,5 mm lang und am Distalgelenk 27 mm breit. Die die Diaphyse umgreifenden Muskelansätze sind wesentlich stärker als bei *Manis pentadactyla* L. ausgebildet, dem er in Größe etwas nachsteht. Der Unterschied zu den beiden anderen Arten liegt in der Einschnürung an Distalgelenk zwischen der Trochlea und der medianen Verlängerung. Diese Einkerbung fehlt bei *N. quercyi* (s. Abb. 1).

Necromanis franconica (Qenstedt 1885)
(Abb. 2 und 4)

v* 1885 *Lutra franconica* — Quenstedt, 47, T. 2 Fig. 18—20
1904 *„Lutra" franconica* Quenstedt, sp. — Schlosser, 499, T. 26 Fig. 4—11, 23, 24
1905 *Teutomanis franconica* (Quenstedt) — Ameghino, 215, Abb. 49, 51, 53
1905 *Teutomanis Quenstedti* n. sp. — Ameghino, 220, Abb. 55
partim 1905 *Galliaetatus Schlosseri* n. sp. — Ameghino, 176, Abb. 11, 12, 21
partim 1907 *Galliaetatus Schlosseri* n. g. n. sp. — Schlosser, 462
1907 *Teutomanis Quenstedti* — Schlosser, 463
1935 *Teutomanis* — Dehm, 11

1937 *T. franconica* — Dehm, 364
1938 *„Lutra" franconica* — Helbing, 297
1951 *Teutomanis franconica* — Viret, 101

Holotypus: rechter Humerus — Abbildungen: Quenstedt 1885 T. 2 Fig. 18 (invers) — in dieser Arbeit Abb. 2.

Paratypen: rechter Radius, linke Ulna — Abbildungen: Quenstedt 1885 T. 2 Fig. 19—20.

Locus typicus: Spaltenfüllung Solnhofen, Hartbruch „Neue Welt".

Stratum typicum: Mittelmiozän (Helvet).

Aufbewahrungsort: Tübingen, Geol.-Paläont. Inst. u. Mus.

Diagnose: *Necromanis,* sehr große Form. Am Humerus bogige Einschnürung zwischen medianer Verlängerung des Distalgelenkes und der Trochlea.

Der Humerus ist etwa anderthalbfach so groß wie der von *N. quercyi.* Seine größte Länge beträgt 84,5 mm und die Breite des Distalgelenkes 44 mm. Die morphologische Ähnlichkeit zu *quercyi* ist sehr groß, doch lassen sich kleine Unterschiede finden. Die mediane Verlängerung des Distalgelenkes ist bei *franconica* durch eine Einkerbung von der Trochlea getrennt, was den Bandhöcker kopfartig hervorragen läßt. Bei *quercyi* fehlt diese Einkerbung an dem etwas schwächer ausgebildeten Fortsatz. Die Olecranongrube scheint bei *quercyi* tiefer und niedriger zu sein. Die Crista epicondyli lateralis entfernt sich etwas weiter von der Diaphyse, als dies bei *franconica* der Fall ist. Am proximalen Ende der Diaphyse zeigt *quercyi* einen tiefer eingedrückten Muskelansatz unmittelbar unter dem Caput humeri. Dieser Muskeleindruck ist nach hinten von einem abwärts ziehenden Grat, der in die Crista capitis übergeht, begrenzt. Bei *franconica* bleibt die Muskelfacette nach dieser Seite hin offen. Schlosser (1904, 499) konnte das von Quenstedt stammende Material durch weitere Funde aus der gleichen Spaltenfüllung ergänzen. Diese Stück gingen aber durch Kriegseinwirkungen verloren, so daß wir nur auf seine Abbildungen angewiesen sind.

Ein Femur aus Wintershof-West[2]) entspricht voll dem von Schlosser (1904, T. 26, Fig. 11) abgebildeten Femur aus Solnhofen. Er ist durch einen tiefliegenden Trochanter tertius und eine tiefe Fossa trochanterica gekennzeichnet. Bei *franconica* scheint dieser Trochanter etwas tiefer zu liegen als bei dem Femur aus Mouillac. Ein genauer Vergleich läßt sich aber wegen der fehlenden Epiphysen nicht durchführen.

Necromanis parva n. sp.

(Abb. 3, 5, 6 und 7)

1935 aff. Teutomanis franconica (O. Fraas) — Dehm, 363

Holotypus: distales Fragment eines rechten Humerus — 1937 II 19585, Abb. 3.

[2]) Wintershof-West: Spaltenfüllung aus dem Altburdigal im Plattenkalk des Weißjura Zeta in einem inzwischen verschütteten Steinbruch westlich von Wintershof bei Eichstätt. (Blatt 7032 Bieswang r. 44 38 720 h. 54 19 340) Literatur: Dehm 1937, 354—368; 1961, 49. — Funde in München, Bayer. Staatsslg. Pal. hist. Geol. 1937 II.

Paratypen: rechtes Femur — 1937 II 19588, Abb. 5; linke Ulma — 1937 II 19591, Abb. 6.

Locus typicus: Spaltenfüllung Wintershof-West.

Stratum typicum: Mittelmiozän (Altburdigal).

Aufbewahrungsort: München, Bayer. Staatsslg. Pal. hist. Geol.

Diagnose: *Necromanis*, etwa gleichgroß wie *N. quercyi*, etwa halb so groß wie *N. franconica*. Wie letztere mit bogiger Einkerbung zwischen medianer Verlängerung des Distalgelenkes und der Trochlea humeri.

Aus der Spaltenfüllung Wintershof-West wurden durch DEHM neben dem Femur von *Necromanis franconica* noch eine Reihe weiterer Maniden-Knochen geborgen. Sie sind im Vergleich zu *franconica* auffallend klein und werden hier als neue kleinere Art beschrieben. Daß es sich hier um eine kleinere Art und nicht etwa um Jungtiere von *franconica* handelt, zeigt die starke Überlappung der Crista deltoidea am Humerus. Sie ist bei Jungtieren noch nicht ausgebildet. Bei ihnen sind

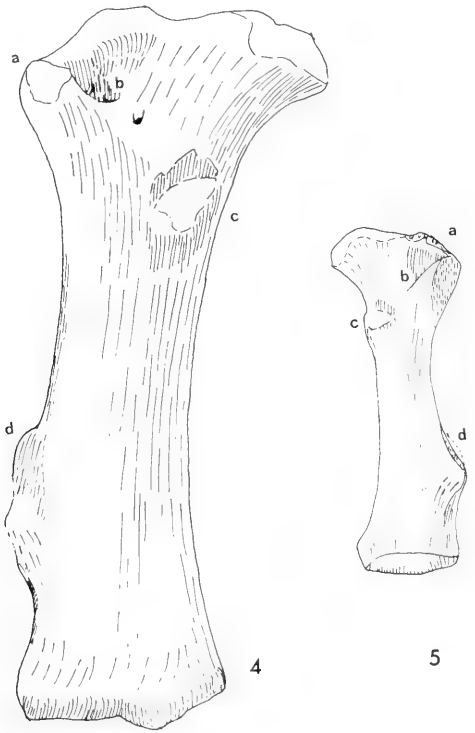


Abb. 4: *Necromanis franconica* (QUENSTEDT 1885) — linkes Femur, Spaltenfüllung Wintershof-West bei Eichstätt, Slg. München 1937 II 19594. nat. Gr.

Abb. 5: *Necromanis parva* n. sp. — rechtes Femur, Spaltenfüllung Wintershof-West bei Eichstätt, Slg. München 1937 II 19588, Paratypus. nat. Gr.
a = Trochanter major, b = Fossa trochanterica, c = Trochanter minor, d = Trochanter tertius.

auch sonst die Cristae noch nicht so stark ausgebildet. Auch die dieser Art zugeschriebenen Femora zeigen einen scharfkantigen Trochanter tertius.

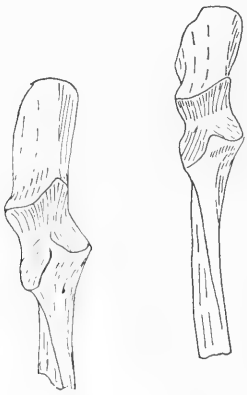
Der Holotypus ist das distale Fragment eines Humerus. Die Breite des Gelenkes mißt 24 mm. Morphologische Unterschiede lassen sich gegenüber *franconica* nicht feststellen, von *quercyi* wird es durch das Vorhandensein der Kerbe am Distalgelenk unterschieden. Das Foramen supracondylicum ist relativ klein und abgerundet.

Die zwei Femora zeigen eine tiefe Fossa trochanterica sowie den tiefliegenden Trochanter tertius. In den Proportionen gleichen die Femora genau *franconica* (Abb. 4 und 5). Auch ihnen fehlen beide Epiphysen.

Die Ulnae (Abb. 6 und 7) sind nur in ihrem proximalen Teil erhalten und zeigen eine sehr starke Olecranonausbildung. Auch an der Ulna zeigt sich, daß die Muskelinsertion stärker ist als bei *Manis pentadactyla.* Alle Grate sind stärker herausgearbeitet, das Olecranon ist länger.

Diesem Fundgut fügt sich eine weitere Ulna sehr gut an, die Dehm in Wintershof-Ost[3]) gefunden hat. Es handelt sich um den proximalen Teil der linken Elle, die in allen Einzelheiten den Stücken von Wintershof gleicht. Die starke Wulstbildung am proximalen Ende des Olecranon, die etwa gleichstark ausgebildet ist wie bei *franconica,* weist auf ein ausgewachsenes Tier hin und bestätigt damit die Eigenständigkeit von *parva* neben der großen Art.

Da die Fußstruktur von *Necromanis* bisher unbekannt ist und nach dem von Helbing (1938, 301) zugeordneten Calcaneus von *Manis pentadactyla* unterschie-



6 7

Abb. 6 und 7: *Necromanis parva* n. sp. — linke Ulna, Spaltenfüllung Wintershof-West bei Eichstätt, Slg. München. Abb. 6: 1937 II 19590. Abb. 7: 1937 II 19591, Paratypus. nat. Gr.

[3]) Wintershof-Ost: Spaltenfüllung des Burdigals in einem Steinbruch im Plattenkalk östlich von Wintershof bei Eichstätt. (Blatt 7033 r. 44 40 120 h. 54 18 820) Literatur: Dehm 1937, 368; 1961, 49. Funde in München, Bayer. Staatsslg. Pal. hist. Geol. 1938 V.

den ist, bleibt es vorerst unmöglich, folgende Funde aus Wintershof-West einer der beiden dort belegten Arten mit Sicherheit zuzuschreiben.

Ein linker Calcaneus hat etwa $^2/_3$ der Größe, die HELBING (1938, 302) für die beiden Calcanei aus Weisenau angibt. Sie sind sich in der Lage der Facetten sehr ähnlich. Das Stück aus Wintershof ist aber an beiden Enden erheblich bestoßen, so daß keine Messungen angegeben werden können. Neue Einzelheiten ergeben sich nicht. Es bleiben noch fünf gespaltene Endphalangen (Abb. 8 und 9), die *Necromanis* zugeordnet werden müssen. In der proximalen Gelenkfläche und der Unterseite ähneln sie denen von *Manis pentadactyla* sehr. Die beiden gespaltenen Enden sind bei allen Stücken nur in geringerem Maße ungleich. Die eingeschlossene Furche reicht tiefer in den Knochen hinein, als dies bei *pentadactyla* beobachtet wurde. Aus diesen Gründen ist die Zuordnung der Krallen zu einem Zehen- oder Fingerstrahl nicht möglich. Da die Maniden sehr unterschiedlich große Krallen haben, bleibt die Bestimmung der Endphalangen als eine der beiden sich durch die Größe so erheb-

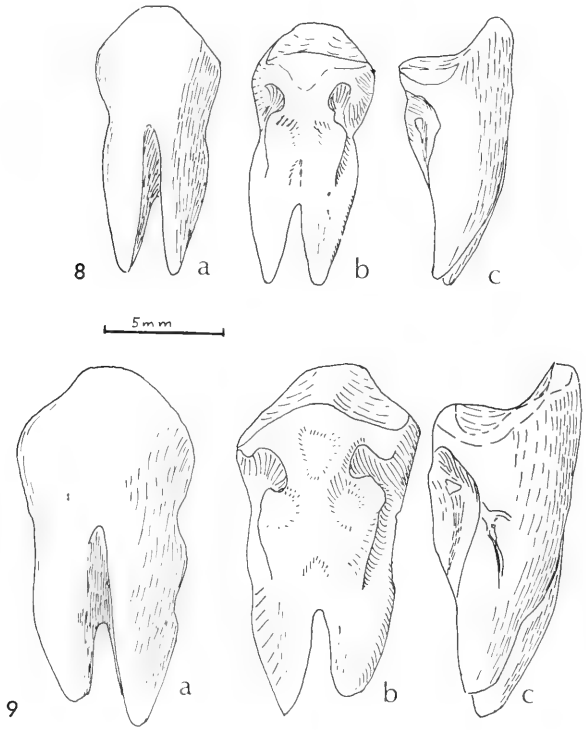


Abb. 8 und 9: *Necromanis sp. indet.* — f. Endphalangen, Spaltenfüllung Wintershof-West bei Eichstätt, Slg. München. Abb. 8: 1937 II 19597, Abb. 9: 1937 II 19596. Vergr. 3fach.
Ansichten a = von oben, b = von unten, c = von der Seite.

lich unterscheidenden Arten noch offen. Ein Vergleich mit *Manis hungarica* aus dem Pliozän entfällt, da sich zu der gestreckten vorderen Mittelkralle kein entsprechendes Stück gefunden hat.

Weitere Einzelfunde aus Spaltenfüllungen

Aus Gunzenheim[4]) hat Dehm (1935, 33 T. Fig. 12) das distale Fragment einer linken Tibia beschrieben und es als „*Carnivore gen.?*" bestimmt. Anläßlich dieser Arbeit gab er mir das Stück mit Hinweis, daß es sich um einen Maniden handelt. Das Stück ist etwas größer als die von Filhol (1894 Abb. 12) abgebildete Tibia. Auch die Diaphyse ist in ihrem mittleren Teil etwas schlanker. Vorn wie hinten steigt am Malleolus tibiae je eine Crista auf, die sich nach der Abbildung von Filhol leicht um die Diaphyse drehend zum proximalen Ende fortsetzt. Der Malleolus steht an der gestreckten Medianseite, während die Trochlea weit ausladend lateral unterstützt wird. Die Trochlea selber ist weich ausgeformt und ist zu Facette der Fibula hin weit offen. Da bisher genügend Vergleichsmaterial fehlt, müssen wir uns mit der Bestimmung *Necromanis* sp. zufriedengeben.

Unter den Funden aus Gaimersheim[5]) befindet sich der distale Teil eines rechten Femurs. Er ist etwas größer als die Femora von *N. parva* n. sp. aus Wintershof-West. Die Epiphysenfuge ist auch hier nicht verknöchert, der scharfkantige dritte Trochanter liegt ein wenig höher als bei *N. parva* n. sp. Erst reicheres Material könnte zeigen, ob sich im Laufe der Zeit eine allgemeine Tieferlegung des Trochanters ereignet hat. Auch hier kann keine Artbestimmung gegeben werden.

Ergebnisse

Die Durchsicht der spärlichen Reste von Necromanis ergibt, daß es sich um einen echten Maniden handelt, der schon im frühen Oligozän seine hohe Spezialisierung erreicht hat. Die auffallend starke Muskelinsertion an vielen Knochen bewirkt Unterschiede zu den rezenten Formen der Gattung Manis. Die auf Grund dieser Unterschiede angenommenen Beziehungen zu den Dasypoda (Edentata) oder zu den Orycteropodidae (Tubulidentata) konnten aber nicht bestätigt werden. Bisher lassen sich drei gut faßbare Arten ausgliedern: *Nercomanis quercyi* Filhol 1894, *N. franconica* (Quenstedt 1885) und *N. parva* n. sp. Über die Phylogenie dieser Gruppe lassen sich wegen der seltenen Funde noch keine Aussagen machen, da man annehmen muß, daß bisher erst ein geringer Teil der Arten erfaßt wurde.

[4]) Gunzenheim: Chattischer Landschneckenkalk mit Säugetierresten in einer Vertiefung im Weißen Jura der Albhochfläche. (Blatt 7230 Donauwörth r. 44 09 080 h. 54 05 460 Literatur: Dehm 1935, 24—48; 1961, 48. Funde in München, Bayer. Staatssig. Pal. hist. Geol. 1934 V.

[5]) Gaimersheim: Spaltenfüllung aus dem unteren Chatt in dolomitischem Weiß-Jura. Gemeindesteinbruch nordöstlich von Gaimersheim bei Ingolstadt. (Blatt 7134 Gaimersheim r. 44 54 600 h. 59 09 300) Literatur: Dehm 1937, 350—354; 1961: 38. Funde in München, Bayer. Staatssig. Pal. hist. Geol. 1952 II.

Schriftenverzeichnis

Ameghino, F., 1905: Les Édentés fossiles de France et d'Allemagne. Anales del Museo Nacionale de Buenos Aires **13**, 175—250, 61 Abb., Buenos Aires.

Ameghino, F., 1908: Encore quelques Mots sur les Tatous fossiles de France et d'Allemagne. Anales del Museo Nacionale de Buenos Aires **17**, 93—110, 12 Abb., Buenos Aires.

Dehm, R., 1935: Über tertiäre Spaltenfüllungen im Fränkischen und Schwäbischen Jura. Abh. Bayer. Akad. Wiss. Math. nat. Abt. Neue Folge **39**, 1—86, 10 Abb., 5 T., 1 Karte, München.

Dehm, R., 1937: Neue tertiäre Spaltenfüllungen in südlichen fränkischen Jura. Centr. Bl. Min. etc. **1937** B, 349—369, Stuttgart.

Dehm, R., 1961: Über neue tertiäre Spaltenfüllungen des süddeutschen Jura- und Muschelkalkgebietes. Mitt. Bayer. Staatsslg. Pal. hist. Geol. **1**, 27—56, 5 Abb., T. 3 und 4, München.

Fejfar, O., 1962: Výzkum fosilních obratlovců na území ČSSR v roce 1962 (Die Erforschung der fossilen Wirbeltiere aus dem Gebiet der ČSSR im Jahre 1962) Zprávy geol. výsk. 1962, 281—232, Prag.

Filhol, H., 1894: Observations concernant quelques mammifères fossiles nouveaux du Quercy. Ann. Sci. nat. Zool. **16**, 129—150, 21 Abb., Paris.

Helbing, H., 1938: Nachweis manisartiger Säugetiere im stratifizierten europäischen Oligocaen. Eclog. Geol. Helv. **31**, 296—303, 4 Abb., Basel.

Kormos, Th., 1934: Manis hungarica n. sp., das erste Schuppentier aus dem europäischen Oberpliozän. Folia Zool. et. Hydrobiol. **6**, 84—97, 14 Abb., Riga.

Quenstedt, F. A., 1885: Handbuch der Petrefaktenkunde. 3. Aufl., 498 S., 100 T., Tübingen.

Schlosser, M., 1904: Notizen über einige Säugethierfaunen aus dem Miocän von Württemberg und Bayern. N. Jb. Min. etc. Beilbd. **19**, 485—502, T. 26, Stuttgart.

Schlosser, M., 1907: Besprechung von: Ameghino, F., 1905: Les Édentés fossiles de France et d'Allemagne. N. Jb. Min. etc. **1907**, I, 462—466. Stuttgart.

Viret, J.: 1951: Catalogue critique de la Faune des Mammifères miocènes de la Grive Saint-Alban (Isère). Première partie: Chiroptères, carnivores, édentés pholidotes. Nouv. Arch. Mus. hist. Nat. Lyon **3**, 3—104, 23 Abb., 4 T., Lyon.

Viret, J., 1955: Ordre des Pholidotes, Formes fossiles. in: Grassé P. P. Traité de Zoologie **17**, 2; 1283—1284, 1 Abb., Paris.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 9 | 73—92 | München, 31. 12. 1969

Ein neues Profil vom Mittelkeuper bis zum Unterdogger bei Harburg nahe dem Nördlinger Ries

Von Dieter Müller, München[1])

Mit 2 Abbildungen

Zusammenfassung

Beim Neubau der Bundesstraße 25 zwischen Harburg (Schwaben) und Nördlingen wurde unter quartärer Überdeckung eine durchlaufende Schichtenfolge von der Obertrias (Bunter Keuper) bis zum Mitteljura (Dogger beta) erschlossen. Die einzelnen Schichtglieder schließen sich faziell an die Verhältnisse der nördlichen Riesumrahmung an, zeigen jedoch in Bezug auf Mächtigkeit, Schichtlücken, Ausbildung von Leithorizonten und Fazies einige Besonderheiten, die einen Beitrag zur Paläogeographie des Rieses vor allem im Lias liefern können.

Summary

A continuous sequence of strata from upper Triassic (Mottled Keuper) to middle Jurassic (Dogger beta) capped by Quarternary was made accessible during the reconstruction of the German federal road No. 25 between Harburg (Swabia) and Noerdlingen. The individual beds confirm closely to the facial conditions existing at the northern Ries setting but show a few specialities regarding thickness, stratigraphical breaks, formation of marker beds and facies which can contribute towards the knowledge of the paleogeography of Ries especially in liassic age.

Inhalt

I. Einleitung 74
II. Das Profil 74
A. Lage und Aufschlußverhältnisse 74
B. Die Schichtenfolge 75
a) Mittelkeuper 75
b) Unterer und Mittlerer Lias 76
c) Oberer Lias 77
d) Unterer Unterdogger 78

[1]) Dipl.-Geol. Dieter Müller, 8 München 2, Richard-Wagner-Str. 10/II

e) Oberer Unterdogger 78
f) Pleistocän 79
g) Holocän 80
C. Tektonik 80
III. Stratigraphisch-Paläogeographische Interpretation 81
A. Mittelkeuper 81
B. Lias 82
C. Dogger 86
D. Quartär 90
IV. Ergebnisse 90
V. Schriftenverzeichnis 91

I. Einleitung

Anläßlich der Geländetätigkeit des Verfassers im Rahmen seiner Dissertation wurden im Sommer 1966 auch die Aufschlüsse beim Neubau der Bundesstraße 25 zwischen Harburg und Hoppingen untersucht. Dabei wurde die vom Sandsteinkeuper bis zum Dogger beta durchlaufende Schichtfolge entdeckt. Die guten Aufschlußverhältnisse und das Vorhandensein des in den Ries-Trümmermassen nicht häufigen tieferen Lias gaben die Anregung zu einer, wenn auch aus Zeitmangel leider nicht detaillierten, Profilaufnahme. Da sie dennoch einige nicht uninteressante Beobachtungen ergab, soll das Profil mitgeteilt werden.

Eine eingehende Darstellung der geologischen Verhältnisse im Bereich des Profils und seiner Umgebung, nebst einer geologischen Spezialkarte 1:25 000 liegt vor in Schröder, J. & Dehm, R. 1950; hier finden sich auch Angaben über die ältere Literatur. Für die Stratigraphie und Paläogeographie des Gebietes im Lias, dessen Ausbildung besonderes Interesse erregt, sind vor allem zu nennen die Arbeiten von Barthel (1957), P. Dorn (1937), Gerstlauer (1940), Hänel (1932), Krumbeck (1928, 1932, 1936, 1943), Schieber (1936) und Zöllner (1946).

II. Das Profil

A. Lage und Aufschlußverhältnisse:

Das im folgenden beschriebene Profil liegt auf Blatt 7230 Donauwörth der topographischen Karte 1:25 000, längs der Bundesstraße 25, etwa 1,5 km WNW der Ortsmitte (Kirche) von Harburg, zwischen den Koordinatenpunkten r 02200 h 06750 und r 02550 h 06700. Durch eine Erweiterung des Straßenabschnitts Harburg-Hoppingen, am Nordfuß des Großen Hühnerberges (565 m), wurde an der bergseitigen (südlichen) Straßenbegrenzung ein Anschnitt von einer Länge von ca. 350 m und einer Aufschlußtiefe bis max. 5 m geschaffen, der sehr gute Untersuchungsbedingungen bot.

Die Schichten des Profils fallen nach E ein und werden im gesamten Aufschlußbereich von einer bis 2 m mächtigen Gehängeschuttdecke aus Malmkalken, im E darunter auch noch von pleistocänen Sanden und Lehmen überlagert.

B. Die Schichtenfolge:

Sie wird vom Ältesten zum Jüngsten, im Gelände entsprechend der Schichtneigung, von W nach E wiedergegeben.

a) Mittelkeuper (21,3 m).

1. 0,7—0,8 m: Tiefroter, grüngrau gefleckter Tonstein, stößt mit deutlicher Grenzfläche gegen Dogger-beta-Feinsandstein im Liegenden an.

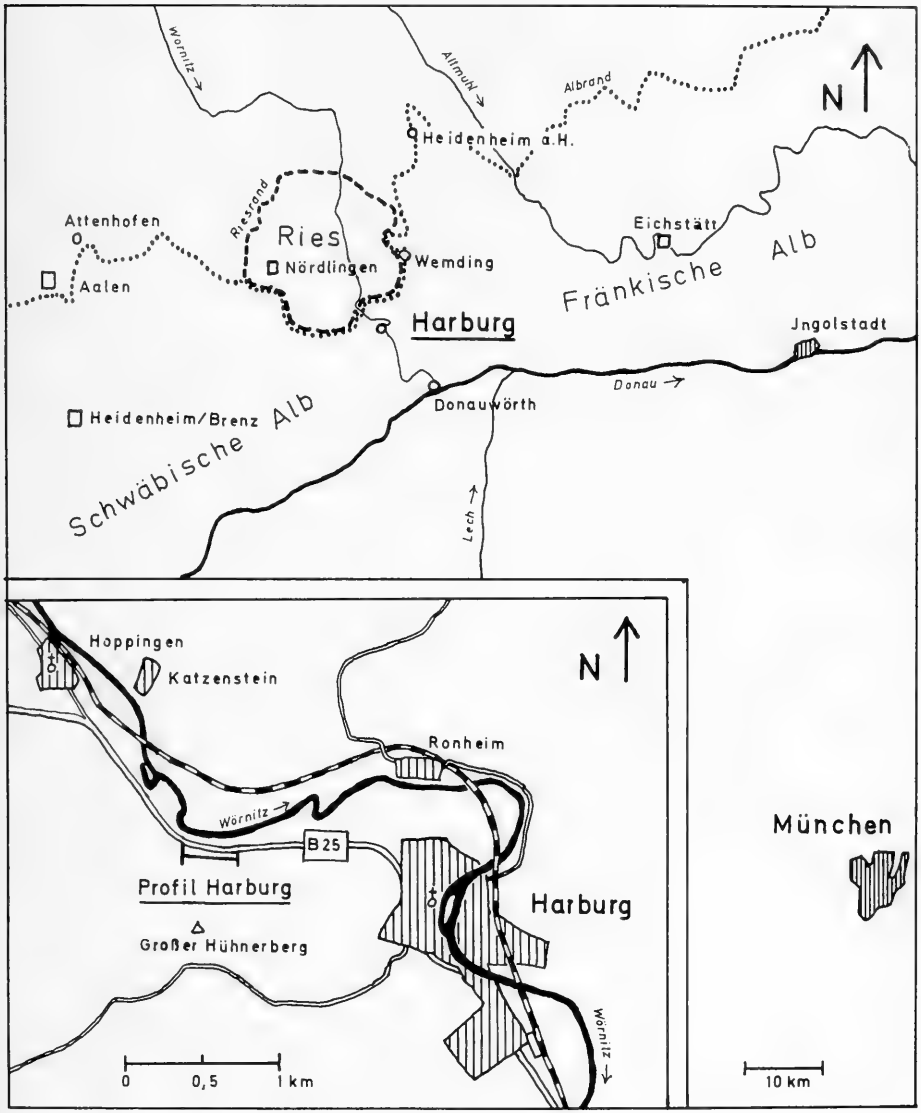


Abb. 1: Lageskizze von Profil Harburg.

2. 1,5 m: Heller, grobkörniger (über 1 mm), feldspatführender Sand, hellgrünlich bis gelblichgrau, mit ockerbraunen und schwarzen Flecken (Fe-Mn-Oxyde). Gegen Schicht 1 scharf abgesetzt.
3. 13,0 m: Hellgrünlicher, feinsandiger Tonstein, häufig mit gröberen Sandschmitzen.
4. 1,5 m: Hellgrünlicher, untergeordnet violettroter, feinsandiger Tonstein.
5. 0,5 m: Dunkelroter, sandfreier Tonstein.
6. 4,0 m: Hellgraugrüner mergeliger Tonstein, ziemlich verwittert, mit Rostflekken und zahlreichen, harten, bis faustgroßen Kalkknollen. Letztere sind im Anbruch hellgrünlich-gelblich mit grell hellgrünen Flecken von völlig frischem Gestein. In den obersten 0,5 m der Schicht viele braune Limonitkonkretionen, bis walnußgroß, zuweilen noch mit Resten von nicht oxydiertem Pyrit.

1—2 ? Oberer Burgsandstein; 3—4 ? Feuerletten; 5—6 gesicherter Feuerletten.

b) Unterer und Mittlerer Lias (1,7 m).

7. 0,25 m: Fester, grobkörniger Kalksandstein mit gut sortierten und gerundeten Quarzen über 2 mm. Unverwittert hellgrau, an der Basis grüngrau mit grünen, mm-großen Tonsteineinschlüssen, weiter oben mit dunkelblaugrauen Partien und Pyritkonkretionen. Verwitterungsfarbe braun, an der Untergrenze tiefschwarzer Mulm. Sehr scharfe Grenze zu Schicht 6. Fossilien: *Lima* sp., gerippt und *Gryphaea* sp., Bruchstücke.
8. 0,1 m: Hellgrau-grünlich-ockerfarbener Mergelstein, grobsandführend. Fossilien: Belemniten *(Nannobelus),* Rhynchonelliden, *Oxytoma* sp.
9. 0,15 m: Hellgelblicher, unverwittert wohl blaugrauer Kalkmergel, erfüllt von Schalenschill, mit einzelnen Grobquarzkörnern und bis hühnereigroßen Limoniteinschlüssen; letztere wohl durch Verwitterung aus Pyrit hervorgegangen. Fossilien: vor allem Brachiopoden *(Spiriferina* sp. u. a.).
10. 0,55—0,6 m: Hellblaugrauer Kalkstein, hart, mit rauhem Bruch; führt einzelne Grobquarzkörner und helle, phosphoritreiche Konkretionen. Fossilreich: Belemniten *(Nannobelus),* Lamellibranchiaten (glatte und berippte Pectiniden), Brachiopoden (Rhynchonelliden, Terebratuliden).
11. 0,2 m: Hellgelblicher Kalkmergel, erfüllt von Schalenschill, mit Phosphoritkonkretionen. Fossilien: Belemniten; große, glattschalige Pectiniden; *Gryphaea* sp.
12. 0,1 m: Hellgrauer, etwas mergeliger Kalkstein, leicht gefleckt, muschelig-rauh brechend. Phosphoritkonkretionen.
13. 0,15 m: Hellgelblichgrauer Mergel bis Kalkmergel mit einem grünen Fe-Silikat. An der Basis bis faustgroße Phosporitkonkretionen, an der Obergrenze Linsenlage aus hellen, gefleckten, muschelig-rauh brechenden Kalken. Fossilien: massenhaft Belemniten („Schlachtfelder"), meist Passaloteuthis-, aber auch Hastites-artige Formen; Gastropoden-Querschnitte; Brachiopoden (Spiriferinen).
14. 0,2 m: Durchgehende Linsenlage aus hellen, mergeligen Fleckenkalken mit grünem Fe-Silikat. Abgrenzung zu den mehr vereinzelt auftretenden Linsen von Schicht 13 schwierig. Gegen das Hangende werden die Kalke mergelreicher und verwittern mit mehr braungrauer bis ockerbrauner Farbe. Hier treten z. Teil unregelmäßige Hohlräume auf, möglicherweise durch Lösungsverwitterung entstanden. Abschließend 3 cm Nagelkalk, auch hier z. Teil noch grünliches Eisensilikat. Fossilien von Schicht 14: Große Belemniten *(Passaloteuthis).*

7 Fazies der Arietenschichten (Lias alpha 3), 8—9 Fazies der Raricotatenschichten (Lias beta), 10—14 Fazies der Numismalisschichten (Lias gamma). Eine sichere Grenzziehung wäre nur auf biostratigraphischer Grundlage mit Ammoniten durchführbar.

Die Schichten 7—14 waren auch in ihrer Fortsetzung wenige m südwestlich an der Südwestböschung der alten Straße erschlossen. Fazies und Gesamtmächtigkeit sind gleich; die Mächtigkeiten der Einzelglieder sind geringfügig verschieden, was durch einen gewissen Fazieswechsel, vor allem aber durch intensivere Verwitterung zu erklären ist. Im Einzelnen messen: 7a 0,15 m; 8a—9a 0,35 m; 10a 0,35 m; 11a 0,3 m; 12a 0,2 m; 13a 0,15 m und 14a 0,2 m. Die Fauna beider Teilprofile wurde zusammengefaßt. Eine Besonderheit tritt an der Grenze Keuper/Lias (6a/7a) auf: Einschaltung von hellgrünlichgrauen, mergeligen, rauh brechenden Fleckenkalken mit zahlreichen Belemniten (höherer Lias gamma); tektonischer Zustand: teilweise stark zerrüttert. Die Grenzverhältnisse 14a/15a entsprechen denen im Hauptprofil.

c) Oberer Lias (15,4 m).

15. 3,0 m: Dünnschiefriger Mergel bis Mergelstein, hellbläulich, weiter oben bräunlich und fester, stark verwittert. In den untersten 0,2 m sehr stark zersetzt (Schichtung zerstört), jedoch noch mit deutlichem Kalkgehalt und ohne Toneisensteingeoden. Lagerung anscheinend konkordant über dem Mittellias.

16. 0,25 m: Bituminöser Kalkstein, linsenförmige Einschaltung von ca. 1 m seitlicher Ausdehnung in dünnschiefrigem Mergelstein.

17. 0,35 m: Dünnschiefriger, verwitterter Mergelstein mit Linsen bis 0,04 m Stärke und 0,12 m Durchmesser aus bituminösem Kalkstein.

18. 0,17 m: Bituminöser Kalkstein.

19. 0,1 m: Dünnschiefriger Mergelstein, stark verwittert.

20. 0,1 m: Bituminöser Kalkstein, plattig spaltend.

21. 9,0 m: Hellgelbgrauer, verwitterter, dünnschiefriger Mergelstein, partienweise noch unverwittert: dunkelblaugrau-schwärzlicher, schiefriger Bitumenmergelstein.

22. —0,35 m: Sehr fester, plattig spaltender Bitumenmergelstein, der gegen oben in splitterharten, dunkelgrauen, bituminösen Kalkstein, rötlich anwitternd, überleitet. Ganz oben unregelmäßige Schichtung. Seitlich in weicheres Gestein übergehend. Vor allem der Kalkstein erfüllt von zahlreichen, überwiegend zerbrochenen Schälchen der Muschel *Pseudomonotis substriata* (Münster), meist unter 5 mm groß.

23. 1,5 m: Dünnschiefriger, bituminöser Mergelstein, im tieferen Teil unverwittert, weiter oben ziemlich stark zersetzt.

24. 0,2 m: Dünnschiefriger Mergelstein, stark verwittert, mit zahlreichen Limonitkonkretionen, die zum Hangende zu einem mulmigen Limonitband zusammenschließen. Der Limonit ist wohl aus Pyrit durch Verwitterung über Tage hervorgegangen.

25. 0,02 m: Kalkbänkchen, hellgelblich bis braun, z. Teil als „Nagelkalk" ausgebildet, mit einzelnen Kalkooiden sowie Phosphoritknöllchen.

26. 0,1 m: Hellblaugrauer, weicher Mergel mit Linsen eines hellgrauen Kalksteins, der von stecknadelkopfgroßen, weißen Kalkooiden erfüllt ist. Fossilien: Bruchstücke von Grammoceraten.

27. 0,3 m: Hellblaugrauer, weicher Mergel, reich an Belemniten und Kleinfossilien (Lamellibranchiaten und Gastropoden) der Grenzschichten Lias zeta/Dogger alpha (Krumbeck 1944, S. 8, 60—61, Taf. 1).

15—24 Posidonienschiefer (Lias epsilon), 25—27 Jurensis- und tiefste Torulosusschichten (Lias zeta bis tiefster Dogger alpha). Eine sichere Grenzziehung Lias/Dogger wäre nur auf biostratigraphischer Grundlage mit Ammoniten möglich; im Profil wurde die Grenze an die Basis der ersten dunklen Dogger-alpha-Tonsteine gelegt.

d) Unterer Unterdogger (70,0 m).

28. 10,0 m: Blaugrauer, verwitterter Tonmergelstein, schiefrig, mit einzelnen Toneisensteingeoden.

29. 0,21 m: Dunkelgraue, weiche Mergelkalkbank, in dickere Hauptbank und dünnere Sohl- und Dachbank spaltend. Die beiden letzteren als „Nagelkalk" entwickelt.

30. 9,0 m: Blaugrauer, verwitterter Tonmergelstein, schiefrig, mit zahlreichen, meist nur wenige cm mächtigen Lagen aus Toneisensteingeoden.

31. 0,26 m: Wechselfolge von blaugrauem, verwittertem Tonmergelstein mit Kalkbänkchen:
0,15 m: Hellgrauer, splittrig harter, dunkel gebänderter Kalkstein.
0,06 m: Tonmergelstein.
0,05 m: Grauer Mergelkalkstein.

32. 11,0 m: Blaugrauer, verwitterter, schiefriger Tonmergelstein.

33. 0,1 m: Linse eines blaugrauen, weichen Mergelkalksteins.

34. 8,0 m: Blaugrauer, verwitterter Tonmergelstein, schiefrig, die obersten 2 m unverwittert, dunkelblaugrau.

35. 0,35 m: Linse eines blaugrauen Mergelkalksteins.

36. 5,0 m: Blaugrauer, verwitterter, schiefriger Tonmergelstein.

37. 0,15 m: Blaugraue, weiche Mergelkalkbank.

38. 22,0 m: Dunkelblaugrauer, unverwitterter, schiefriger Tonmergelstein mit Lagen von Toneisensteingeoden; diese werden zum Hangenden, ebenso wie das Nebengestein, schluffig-feinsandig. Im Bereich von Schicht 38 fanden sich auf der Straßensohle, vom Bagger aus dem natürlichen Verband gerissen, aber kaum sehr weit verschleppt, zwei Bruchstücke des Ammoniten *Leioceras opalinum* (Reinecke). Die Bruchstücke sind fast unverdrückt; sie bestehen aus kalkhaltigem Toneisenstein als Sedimentfüllung mit darüber liegender Schale aus braunem Kalkspat. Zahlreiche feine Haarrisse weisen auf eine „riestektonische" Beanspruchung hin. Die Größe der vollständigen Exemplare mag ca. 7—8 cm betragen. Die in der Sedimentfüllung enthaltenen, glimmerreichen Feinsandlinsen geben einen Hinweis, daß die Exemplare aus den obersten Metern von Schicht 38 stammen.

39. 4,0 m: Dunkelblaugrauer, frischer Tonmergelstein, schiefrig, mit helleren, schluffig-feinsandigen Lagen, die unten nur vereinzelt, weiter oben immer häufiger vorkommen. Im höheren Teil treten zuerst spärlich, dann immer häufiger bis einige cm dicke, kalkig gebundene Feinsandsteinbänkchen auf. Zugleich bleiben die im tieferen Teil noch vorhandenen, feinsandig-glimmrigen Toneisensteingeoden aus.

28—39 Opalinuston (Dogger alpha). Die Grenzziehung zum Liegenden und Hangenden mußte mangels Ammoniten auf lithostratigraphischer Grundlage erfolgen.

e) Oberer Unterdogger (noch 23,7 m erschlossen).

40. 2,0 m: Wechselfolge von dunklem, schiefrigem Tonstein mit mm bis mehrere cm mächtigen, schwach kalkig gebundenen Feinsandsteinplättchen. Farbe frisch grauweiß, teilweise gelbbraun verfärbt und entkalkt.

41. 4,0 m: Dunkelgrauer, lagenweise fast schwarzer Tonstein, schiefrig, mit einzelnen Feinsandsteinbänkchen. Häufig gut ausgebildete, idiomorphe Gipskristalle bis über 1 cm Länge; außerdem Ausblühungen eines gelben, pulvrigen Minerals: Schwefel?.

42. 4,0 m: Hellgelbbrauner, mürber, feinkörniger Sandstein, nahezu tonfrei, schlecht geschichtet. Wird in der Tiefe fester. Stellenweise braunschwarze, konzentrische Ringe aus limonitischem Bindemittel. An der Obergrenze Reste von ausgelaugtem Kalksandstein.

43. 1,7 m: Grauer, weicher, tonhaltiger Feinsandstein mit Tonsteinschmitzen.
44. 1,0 m: Hellgelblicher, weicher Feinsandstein, etwas fester als das Liegende.
45. 0,9 m: Hellgrauer, weicher Feinsandstein mit Tonsteinschmitzen, flaserig geschichtet.
46. 0,8 m: Hellbrauner, harter, feinkörniger Kalksandstein.
47. 1,3 m: Hellgrauer, weicher Feinsandstein mit Tonsteinschmitzen, flaserig geschichtet.
48. 0,7 m: Hellgrauer, mürber Feinsandstein mit Limonitschwarten; zwischen 0,3 und 0,7 m mit undeutlich abgesetzten, roten Partien, die oolithisches Eisenerz führen.
49. 2,1 m: Hellgelber, mürber Feinsandstein.
50. 0,4 m: Hellgelber, mürber Feinsandstein, zum Hangenden zunehmend mit Tonsteinschmitzen und deutlicher werdender Schichtung.
51. 0,3 m: Blaugrauer, gut geschichteter Tonstein mit Feinsandschmitzen.
52. 0,15 m: Gelblicher, tonhaltiger Feinsandstein mit Limonitschwarten.
53. 0,95 m: Eisenerzflöz. Zwischen 0 und 0,55 m: dunkelroter, eisenooidreicher Feinsandstein mit nahezu erzfreien, gelblich-bräunlichen Partien; bis 0,65 m: erzfreier Feinsandstein; bis 0,95 m: rotviolettes, sandarmes Eisenerzflöz.
54. 1,4 m: Hellgelber, mürber Feinsandstein.
55. —2,0 m: Grauer, tonhaltiger, weicherer Feinsandstein mit Tonsteinschmitzen, aus Schicht 54 ganz allmählich hervorgehend.

40—55 Eisensandstein (Dogger beta), unvollständig erhalten. Schicht 55 ist das jüngste, im Harburger Profil noch vorhandene Schichtglied des Jura. Gegen E schneidet eine fast saigere, nach W fallende Verwerfungsbahn die Schichtfolge ab, welche sich östlich davon mit deutlich flacherem Fallen zum Teil wiederholt:

38a. 10,0 m: Blaugrauer, verwitterter Tonmergelstein, schiefrig, mit Lagen von braunen, oxydierten Toneisensteingeoden.
39a.+40a. 5,0 m: Tonmergelstein mit Toneisensteingeoden, im höheren Teil in eine Wechselfolge von Tonstein mit dünnen Feinsandsteinbänkchen übergehend.
41a. ca. 4,0 m: Dunkler, schiefriger Tonstein mit einzelnen Feinsandsteinbänkchen.
42a. einige m: Hellgelbbrauner, mürber Feinsandstein mit Resten von ausgelaugtem Kalksandstein. Taucht im E unter pleistocäner Überdeckung ab.

38a—39a Opalinuston (Dogger alpha), 40a—42a Eisensandstein (Dogger beta), unvollständig.

Die Abgrenzung des Eisensandsteins vom Opalinuston mußte im Harburger Profil, mangels Fossilien, lithostratigraphisch erfolgen. Die Untergrenze des Eisensandsteins wurde dort gelegt, wo die Toneisensteingeoden ausbleiben und das erste, überwiegend aus Sandstein aufgebaute Schichtpaket erscheint. Damit fällt die Grenze zwischen Schicht 39 und 40 (39a und 40a); die dunklen Tonsteine von Schicht 41 stehen dem nicht entgegen, da sie sich vom Opalinuston durch die sehr dunkle Farbe und das Fehlen von Toneisensteingeoden deutlich unterscheiden.

f) Pleistocän.

Die Sandsteine von Schicht 42a tauchen gegen E unter eine pleistocäne Decke ab, die von da an den ganzen älteren Untergrund verhüllt (siehe auch Schröder, J. & Dehm, R. 1950, geol. Karte). Sie läßt sich grob gliedern in:

f_1.—1,0 m: Mit scharfer, diskordanter, gegen E einfallender Grenzfläche über steilstehendem Dogger-beta-Feinsandstein (42a) gelbbrauner, mittel- bis grobkörniger, wenig gut sortierter Quarzsand mit ausgeprägter Kreuzschichtung. Höhenlage 425—430 m NN, ca. 25 m über dem heutigen Wörnitzspiegel. Es dürfte sich um ältere pleistocäne Wörnitzablagerungen handeln.

f_2.—3,0 m: Gelbbrauner, schluffig-feinsandiger Lehm mit Grobsand- und Schotterlinsen. Schotterkomponenten: abgerollte Malmkalke, Toneisensteingeoden etc. Häufig mm-große Knöllchen aus Fe-Mn-Oxyden. Reinere Partien des Lehms zeigen die für Löß kennzeichnenden Wurzelröhrchen; an der Basis tritt stellenweise auch noch frischer, kalkhaltiger Löß auf.

g) Holocän.

Wie schon eingangs erwähnt, verhüllt eine junge Gehängeschuttdecke die mesozoischen Schichten des Harburger Profils an der Oberfläche. Sie wird im E bis 2 m mächtig, dünnt nach W langsam auf wenige dm aus und besteht aus scharfkantigem Schutt des Malm gamma bis -epsilon von Großen Hühnerberg mit Komponenten bis über 10 cm Durchmesser.

C. Tektonik

Die mesozoischen Schichten des Profils Harburg gehören einer mindestens 350 m langen, in sich gestörten, dislozierten Scholle aus dem Riese an. Ihr Westrand war vermutlich durch den Straßenbau erschlossen: der tektonische Kontakt zwischen Schicht 1 (Keupertonstein) und dem westlich angrenzenden Dogger beta. Die Ostgrenze wird von quartären Ablagerungen verhüllt. Für eine allochthone Lagerung der Scholle sprechen vor allem die anhaltende Steilstellung der Schichtglieder bis maximal 65 Grad, was für das gesicherte Autochthon ungewöhnlich wäre, sowie die anormale Höhenlage.

Zur Beurteilung der letzteren kann man vom nahe gelegenen Ronheimer Gemeindesteinbruch (Bschor) ausgehen, wo sicher autochthoner Malm delta unter 440 m NN ansteht. (Schröder, J. & Dehm, R. 1950, geol. Karte). Die Grenze Malm delta/epsilon liegt bei ca. 440 m NN. Setzt man diese Höhenlage auch für den Profilbereich voraus, so lägen dessen Schichten, wären sie autochthon, um mindestens 180 m zu hoch, wenn man als Bezugsschicht die Grenze Lias/Dogger wählt und von den aus dem Ries bekannten Mächtigkeiten der Juragesteine (Barthel 1957, Schröder, J. & Dehm, R. 1950, Zöllner 1946 u. a.) ausgeht. Verwerfungen dieser Sprunghöhe sind im gesicherten Authochthon des Vorrieses bisher nicht nachgewiesen worden.

Die Schichten der Scholle fallen generell nach E ein. Kleinere und größere Störungen an den Schichtflächen sind, abgesehen von den beobachteten, nicht auszuschließen: Lücken, Verdopplungen etc., und bringen eine gewisse Unsicherheit in die stratigraphische Interpretation.

Im einzelnen ist die Lagerung folgende: Die tiefroten Keupertonsteine von Schicht No 1 fallen mäßig steil gegen E und grenzen an No 2 mit scharfer, vermutlich tektonischer Grenzfläche. Die grobkörnigen Sande von No 2 lagern nahezu horizontal und fallen erst im E steiler ein. Von hier ab wird das Fallen laufend steiler: No 3 ca. 30 Grad, die Doggersandsteine von No 55 ca. 65 Grad.

An den für die stratigraphische Interpretation bedeutsamen Grenzflächen No 6/7 (Keuper/Lias) und No 14/15 (Lias gamma/epsilon) verhindert der Verwitterungszustand der weicheren Schichtglieder (No 6 bzw. No 15) eine genauere Untersuchung. Auffällige, tektonische Diskordanzen fehlen.

Eine kleinere tektonische Verdoppeltung wurde innerhalb des Posidonienschiefers (No 17 und 18) beobachtet, im Profil aber bereits berücksichtigt. Weitere, über-

sehene Störungen dieser Art können die hohe Gesamtmächtigkeit des Harburger Lias epsilon nur zum Teil verursachen.

Eine nahezu saigere, sehr steil W-fallende Störung trennt mit scharfer Grenzfläche Schicht No 55 und 38a, Dogger-beta-Sandstein von Opalinuston. Der östliche Teil erscheint gehoben. Das Einfallen der Schichten ändert sich sprunghaft: No 55 65 Grad, No 38a 45—50 Grad.

Die Art dieser Störung ist nicht ganz klar. Deutet man sie als postriesische Abschiebung, die nach der durch Dislozierung der Scholle bedingten Steilstellung der Schichten an Ort und Stelle erfolgt ist, so erhält man eine konstruktiv ermittelte Sprunghöhe von etwa 55 m, einen für authochtones Gebiet ziemlich hohen Betrag. Innerhalb der Scholle betrachtet, wirkt die Störung als eine mit 25—30 Grad flach gegen die Schichtung geneigte Aufschiebungsbahn. Im Zusammenhang mit dem Auswurf der Scholle könnte man sich ihre Entstehung folgendermaßen vorstellen: eine Gesteinsscholle wird in flachem Bogen, leicht riesauswärts geneigt, ausgeworfen, beim Aufprall an ihrem Vorderende plötzlich gebremst; die kinetische Energie der Scholle führt beim Abbremsen zu starken Spannungen innerhalb des heterogenen Gesteinsbestandes und schließlich zu Rissen schräg zur Fortbewegungsrichtung; der nachschiebende Hauptteil schiebt sich unter das abgerissene Vorderende, schließlich kommt das Ganze nach einer gewissen Verdrehung zur Ruhe. Auf diese Weise wären auch weitere, kleinere Schichtverdoppelungen zu erklären.

Schließlich bleibt noch die Möglichkeit, daß es sich bei den Schichtkomplexen beiderseits der Störung um zwei ursprünglich getrennte Schollen handelt. Dies ist aber weniger wahrscheinlich, da die Schichten gleichsinnig einfallen, die Fazies vor allem des in seiner Ausbildung rasch wechselnden Dogger beta zu beiden Seiten fast gleich ist und die bei Annahme einer einzigen Scholle nötige Sprunghöhe von 55 m bei einer Dislozierung durchaus nicht ungewöhnlich hoch erscheint.

Herkunftsort der Scholle dürfte, entsprechend ihrer heutigen Lage, der südliche Teil des Rieskessels, das Gebiet zwischen Deiningen und Appetshofen, gewesen sein.

III. Stratigraphisch-Paläogeographische Interpretation

Bei einer stratigraphischen Interpretation des Profils sind, da es sich um eine dislozierte Scholle handelt, gewisse Unsicherheiten durch tektonische Beeinflussung gegeben (siehe bei „Tektonik").

A. Mittelkeuper

Die Einstufung der grobkörnigen Sandsteine und der Tonsteine des Keupers in dislozierten Riesschollen stößt auf Schwierigkeiten, da nach neuesten Arbeiten (Haunsschild 1968, S. 158—159) mit dem gesamten Keuper und sogar mit dem Muschelkalk (B. Schröder 1967) in sandiger Randfazies zu rechnen ist, entgegen der früheren Ansichten, im Riese würde erst der höhere Bunte Keuper transgredieren.

Da in vorliegendem Profil ein gewisser stratigraphischer Zusammenhang gewahrt ist, kann der Versuch einer Zuordnung gewagt werden. Die Schichten Nr. 1 und 2 sind wohl in den Oberen Burgsandstein zu stellen, was mit ihrer Fazies und Entfernung von der Lias-Unterkante in Übereinklang steht.

No 5 und 6 zeigen die tonig-mergelige Fazies und insbesondere (No 6) die charakteristischen Kalkknollen des Feuerlettens, die aus dem autochthonen nördlichen Vorries ganz ähnlich u. a. Barthel (1957, S. 12), Gerstlauer (1940, S. 12) und Zöllner (1946, S. 10—11) beschreiben. Diese Schichten sind daher dem Feuerletten zuzuordnen, wofür auch der Kontakt mit dem Unterlias spricht. Die grüngraue Farbe und die oxydierten Pyritkonkretionen von No 6 lassen die Bleichungszone des obersten Feuerlettens (Barthel 1957, S. 12; Schieber 1936, S. 5) in etwas größerer Mächtigkeit vermuten. Sehr problematisch sind die feinsandigen Schichten No 3 und 4. Falls keine tektonisch bedingte Lücke oder eine ungewöhnlich geringe Mächtigkeit des Feuerlettens (4,5 m gegenüber mehr als 20 im nördlichen Vorries — u. a. Barthel 1957, S. 12 —) vorliegt, könnte man sie als beckenrandnahe sandige Randfazies des Feuerlettens deuten. Sandige Einschaltungen in diesem sind bekannt aus dem nordwestlichen Vorries (Barthel 1957, S. 12) und in größerer Mächtigkeit aus der Gegend von Weißenburg (u. a. Gruss 1957, Wellnhofer 1961, S. 5). Die Mächtigkeit entspräche in diesem Falle mit knapp 20 m etwa den Verhältnissen im Vorries.

Für eine sichere Zuordnung und paläogeographische Folgerungen sind diese Anhaltspunkte indessen viel zu unsicher.

B. Lias

Unmittelbar über dem Feuerletten folgen im Harburger Profil die leicht kenntlichen Grobsandsteine (No 7) der Arietenschichten, deren Fazies mit jener im nördlichen Vorries genau übereinstimmt. Ihre Mächtigkeit von 0,25 m liegt unter den normalen Werten von 2—3 m, jedoch sind ähnliche Verhältnisse auch von der „Schopfloher Schwelle" im nördlichen Vorries (Barthel 1957, S. 26) bekannt. Weitere Vorkommen in Ries-Trümmerschollen: Utzmemmingen 1,5 m (Bentz 1927, S. 416), Döckingen 1,2 m (Treibs 1950, S. 9). Gegen eine tektonische Lücke sprechen die Widerstandsfähigkeit des Gesteins sowie die Faziesverhältnisse: die untersten, grüngrauen Sandsteine mit grünen Tonsteineinschlüssen können Transgresion über den obersten Feuerletten und Aufarbeitung desselben anzeigen und sind ganz ähnlich auch aus dem tieferen Lias alpha 3 in der Tiefbohrung Bopfingen (Münzing 1960, S. 180) bekannt, wo sie noch über Angulatensandstein liegen. Das Fehlen des letzteren im Harburger Profil ist allerdings problematisch. Einerseits sprechen Fazies und konkordante Auflagerung (soweit feststellbar) des Lias auf dem obersten Mittelkeuper gegen eine „tektonische" Lücke. Über der Bleichungszone des obersten Feuerlettens folgen ganz normal Sandsteine des Lias alpha 3, deren Basis Anzeichen für Aufarbeitung des Keupers zeigt. Andererseits ist aber der Angulatensandstein im nördlichen Vorries verbreitet und wrude auch in den Ries-Trümmerschollen an mehreren Stellen gefunden, u. a. Utzmemmingen (Bentz 1927, S. 415), Döckingen (Treibs 1950, S. 9—10), Tiefbohrung Bopfingen (Münzing 1960, S. 180), vom Verfasser bei Grossorheim, Blatt 7229 Bissingen r 00700 h 06530 zusammen mit Feuerletten, Lias alpha 3 und Lias gamma, in der Tiefbohrung Bopfingen (Münzing 1960, S. 180) und sogar in allernächster Nähe unseres

Profils: Wörnitzufer 380 m E des Unterlias im Harburger Profil, bei Punkt r 02600 h 06780 von Blatt 7230 Donauwörth (Schröder, J. & Dehm, R. 1950, S. 14, 89, geol. Karte). Ein unmittelbarer Zusammenhang dieses Vorkommens mit der Harburger Scholle ist jedoch unwahrscheinlich, da es sich nicht in der streichenden Fortsetzung des Unterlias befindet, sondern zuweit östlich. Falls der Angulatensandstein im Harburger Profil einer tektonischen Entfernung zum Opfer gefallen wäre, müßte dies ohne nennenswerte Beeinflussung des Hangenden und vor allem des sehr weichen Feuerlettens im Liegenden erfolgt sein, und zwar ohne Hinterlassen von Überresten. Tatsächlich scheinen im Parallelprofil Fetzen von Lias gamma-Fleckenkalken an der Grenzfläche Keuper/Lias (No. 6a/7a) gewisse tektonische Bewegungen anzuzeigen. Eine tektonische Entfernung des Lias alpha 2 ist damit aber nicht bewiesen.

Bei einem primären Fehlen des Angulatensandsteins im Harburger Profil würde sich dieses an die Verhältnisse in Südfranken östlich der Altmühl anschließen, wo z. B. bei Weißenburg erst die Arietenschichten auf Keuper transgredieren (Gruss 1957, S. 116—118; Wellnhofer 1961, S. 7; Treibs 1964, S. 126 u. a.). Dies wäre bei der küstennäheren Lage des Rieses gegenüber seinem nördlichen Vorland verständlich, würde aber für das Ries rasch wechselnde Verhältnisse mit einem lebhaften präliassischen Relief, dessen Hochgebiete erst spät überflutet wurden, oder eine gewisse epirogene Bodenunruhe voraussetzen. Für beides wären der lebhafte Fazieswechsel des Lias alpha 2 im nördlichen Vorries sowie die stark schwankenden Mächtigkeiten von 1,5—10,0 m (u a. Barthel 1957, S. 13; Schieber 1936; Gerstlauer 1940, S. 15) ein Hinweis. Weitere Beobachtungen in Ries-Trümmerschollen, im Authochthon und in Bohrungen könnten zeigen, ob im Ries Lias alpha 2 stellenweise ganz auskeilen kann oder ob es sich in allen Fällen eines Fehlens nur um tektonische Reduktion beim Schollenauswurf und -transport handelt.

Die biostratigraphische Einstufung der Lias alpha 3-Grobsandsteine ist auch im nördlichen Vorries noch nicht ganz gesichert. Nach neuesten Untersuchungen (Zeiss 1965, S. 44) reichen sie zumindest stellenweise noch in den unteren Lias beta.

Die mergeligen Schichten No 8 und 9 können faziell den Raricostatenschichten (höherer Lias beta) des Vorrieses gleichgesetzt werden. Auch ihre Mächtigkeit von 0,25 m paßt in den dortigen Rahmen von 0 bis 1,35 m (u. a. Barthel 1957, S. 17; Gerstlauer 1940, S. 16; Hänel 1932, S. 12—13; Krumbeck 1932, S. 63 bis 79, 95—97). In den Ries-Trümmermassen selbst wurden sie bisher nur bei Döckingen (Treibs 1950, S. 8—9) gefunden.

Die mergelig-kalkige Schichtserie No 10—14 gleicht in Ausbildung und Mächtigkeit weitgehend der mergelig-kalkigen Wassertrüdinger Fazies des Lias gamma in Südwestfranken (Krumbeck 1936, S. 148 ff), die zu der mergeligen schwäbischen Fazies überleitet. Sehr charakteristisch ist die basale Kalkbank No 10, die faziell genau mit der 1. Kalksteinplatte in den Profilen von Krumbeck übereinstimmt. Ihre mit 0,5 m gegenüber 0,1—0,4 m im Hesselberggebiet (Hänel 1932, S. 13; Krumbeck 1936, S. 148; Schieber 1936, S. 24, 83) ziemlich hohe Mächtigkeit geht wahrscheinlich auf das Verschmelzen von mehreren bei Wassertrüdingen durch Mergel getrennten Kalkbänken zurück, da die Gesamtzahl der Bänke in Harburg

mit 3 niedriger als dort ist. Die gefleckten Bänke No 12 und 14 entsprechen, wie auch bei eigenen Begehungen im Hesselberggebiet festgestellt wurde, den höheren Kalkbänken in den Profilen KRUMBECKS. Weiterhin sind die Belemniten-„Schlachtfelder" von No 13 aus dem obersten Lias gamma von Wassertrüdingen bekannt, ein Hinweis, daß Lias gamma auch in Harburg vollständig erhalten ist.

Eine Besonderheit sind die in allen Profilteilen häufigen Phosphoritknollen. Letztere werden aus dem Hesselberggebiet nur von Geilsheim und Westheim beschrieben (KRUMBECK 1936, S. 152) und sind nach KRUMBECK ein Hinweis auf Übergang in die östlich anschließende, fast rein kalkige Weißenburger Fazies. Dieser zeigt sich in Harburg auch durch das Verschmelzen von Kalkbänken (s. oben) an, jedoch ist eine Gleichsetzung mit der Weißenburger Fazies u. a. auch auf Grund von Vergleichsbegehungen (Profil Weiboldshauser Mühle N Weißenburg, WELLNHOFER 1961, S. 9) noch kaum berechtigt. Weitere Vorkommen von Lias gamma in Ries-Trümmermassen: Fleckenkalke des oberen gamma in Utzmemmingen (BENTZ 1927, S. 415; MÜNZING 1960, S. 181—182), ebenso bei Grossorheim (s. oben) vom Verfasser gefunden; bei Döckingen (TREIBS 1950, S. 11) usw. Da diese Funde zur Wassertrüdinger Fazies zu stellen sind, dürfte die Grenze zur eigentlichen Weißenburger Fazies im Lias gamma — vorbehaltlich weiterer Funde in den Ries-Trümmermassen — nahe dem Ostrand des Rieses verlaufen, während KRUMBECK (1936, S. 153, 212—213, Taf. 31) sie noch offensichtlich nahe dem Nordrand desselben vermutet.

Eine ganz lokale Besonderheit im Profil Harburg ist das den Lias gamma abschließende Nagelkalkbänkchen. Es gibt einen weiteren Hinweis für eine vollständige Erhaltung desselben, da Nagelkalke in Württemberg stets in tonigen Gesteinen liegen bzw. an diese grenzen (QUENSTEDT, S. 40, 163, 304—305; GEYER & GWINNER 1964, S. 54, 56, 61). Damit zeigt sich auch in Harburg eine tonreichere Fazies (höherer Lias) im Hangenden an.

Ohne erkennbare Diskordanz folgt unmittelbar über dem Lias gamma im Profil mit Schicht No 15—24 der Posidonienschiefer (Lias epsilon), in der auch aus dem Vorland bekannten, sandfreien Beckenfazies. No 15—20, eine Folge von schiefrigem Mergelstein mit 3 bituminösen Kalksteinplatten, läßt sich mit der im N-Vorries mehrfach beschriebenen Kalkplattenzone an oder nahe der Basis des Lias epsilon vergleichen (BARTHEL 1957, S. 29; HÄNEL 1932, S. 26; KRUMBECK 1928, Seite 217; TORKZADEH 1966, S. 36). Die Mächtigkeit dieses Teilbereichs ist mit ca. 4 m allerdings etwas hoch. Dies gilt ebenso für die Gesamtmächtigkeit, die mit ca. 15 m sehr aus dem gewohnten Rahmen fällt: N Bopfingen 1,0 m (E. FRAAS 1919, S. 9), Killingen 1,6 m (SEIBOLD 1950, S. 265), Tiefbohrung Bopfingen 1,9 m (MÜNZING 1960, S. 180); selbst der für die Riesumrahmung hohe Wert von Dornstadt W Öttingen mit 11 m (BARTHEL 1957, S. 29) bleibt noch darunter. In Franken sind Mächtigkeiten der Beckenfazies über 10 m nur bei Amberg bekannt (TREIBS 1964, S. 127), in Württemberg erst westwärts von Göppingen (P. DORN 1937, S. 28). Selbst bei Annahme von übersehenen tektonischen Verdopplungen werden die Werte der Bopfinger Gegend noch bedeutend übertroffen.

Als im Riesgebiet bisher einmalige Besonderheit ist die von den Schälchen der

Muschel *Pseudomonotis* erfüllte Kalkbank No 22 1,7 m unterhalb der Hangendgrenze der Schiefer zu erwähnen. Sie repräsentiert offenbar die aus weiten Teilen Frankens und Württembergs bekannte Pseudomonotisbank (Birzer 1936; Hölder 1964, S. 69). Diese ist damit erstmals im Riesgebiet nachgewiesen, und die Faziskarte von Birzer (1936, S. 25), in welcher das Ries zur beckenrandnahen Zone gehört, kann damit für dieses nur noch teilweise zutreffen.

Wohl das Hauptproblem der Stratigraphie des Jura im Harburger Profil stellt das Fehlen des Amaltheentons (Lias delta) dar. Wie schon festgestellt, zeigen weder der obere Lias gamma noch der untere Lias epsilon Hinweise auf eine tektonische Schichtlücke. Die Lagerung ist, soweit die durch Verwitterung zerstörte Schichtung der Basis von No 15 eine Beurteilung zuläßt, konkordant.

Die stark zersetzte Basalzone (0,2 m) könnte eventuell als Rest von verwittertem Amaltheenton gedeutet werden. Zwar scheint der deutliche Kalkgehalt, der verwittertem normalem Amaltheenton fehlt, sowie der Mangel an Toneisensteingeoden bzw. ihren Bruchstücken dem zunächst entgegenzustehen. Jedoch könnte man an sekundäre Kalkzufuhr, an etwas kalkreicheren reduzierten Lias δ oder obersten Lias δ denken. Da mangels Fossilführung eine sichere Entscheidung nicht zu treffen war, diese aber für die Problemstellung der Grenze ohnehin kaum von Bedeutung ist, werden diese Schichten mit Vorbehalt — als tonreichere Basisfazies — zum Lias ε gezogen, zu dem ein fließender Übergang besteht.

Gegen ein primäres Fehlen (oder starke Reduktion) des Lias delta, was hieraus zunächst angenommen werden muß, sprechen jedoch die Verhältnisse im Vorries und in den Trümmermassen selbst.

Im N-Vorries bildet Lias delta mit 25—35 m die mächtigste Liasschicht (Bartel 1957, S. 28; Hähnel 1932, S. 25; Zöllner 1946, S. 21), in der Tiefbohrung Bopfingen (Münzing 1960, S. 180, 182) wurde er 36,3 m mächtig angetroffen (falls dieser Wert der tatsächlichen Mächtigkeit entspricht). Eines der größten Vorkommen in den Ries-Trümmermassen liegt bei Fünfstetten (v. Ammon 1904, S. 157); das dem Harburger Profil nächstgelegene im Steinbruch des Zementwerks Märker, Harburg (Schetelig 1962, S. 67).

Falls Lias delta bei der Dislozierung der Scholle entfernt wurde, wäre dies ohne Beeinträchtigung des Hangenden und Liegenden und ohne Hinterlassen von nennenswerten Überresten der Schicht erfolgt. Aber auch ein primäres Fehlen kann nicht ausgeschlossen werden. Das Ries wäre dann mit der Oberpfalz zu vergleichen, wo der Amaltheenton nicht allzufern der ehemaligen Küste nahezu auskeilen kann, ohne daß Lias gamma im Liegenden und Lias epsilon im Hangenden ihre Fazies und Mächtigkeit nennenswert ändern. So erreicht er auf Blatt 6436 Sulzbach-Rosenberg Nord (Gudden & Treibs 1961, S. 16) noch 17 m, auf Blatt 6537 Amberg (Treibs 1963, S. 45) unmittelbar SE dagegen nur noch 0,05—2,2 m. Derartige Verhältnisse könnten auch für das gegenüber dem Hesselberggebiet und Bopfingen küstennäher gelegene Ries zutreffen. Die Mächtigkeit in den Trümmerschollen ist ohnehin nur abzuschätzen und könnte einen Übergang vermitteln, und für die südlich von Harburg gelegenen Schollen ist eine Herkunft nördlich der Scholle unseres Profils nicht auszuschließen. Wenn dennoch der tektonischen Deutung der Vorzug gegeben wird, dann nur wegen des Fehlens zwingender Beweise für eine primäre Lücke, wegen des Gegensatzes zu den bisher bekannten Verhältnissen im

Vorries und in den Trümmermassen und mit erheblichem Vorbehalt. Endgültige Klärung der Lias delta-Paläogeographie im Riesgebiet können nur weitere Profile im Autochthon und in den Schollen vor allem im S- und E-Vorries bringen.

Die Schichten No 25—27 stimmen gut mit dem Lias zeta — in den Profilen Wittelshofen (Krumbeck 1943, S. 309—314) und Schopflohe — Fremdingen (Barthel 1957, S. 31—32) überein. Ihre Fazies zeigt Anklänge an die schwäbische (Krumbeck 1944, S. 31—32). Eine biostratigraphische Abtrennung Lias zeta/Dogger alpha wurde nicht durchgeführt; in den Mergeln sind wohl noch, wie in Wittelshofen, die tieferen Torulossuschichten enthalten.

Schicht No 25 entspricht der Wittelshofener Bank (Krumbeck 1943, S. 310); wie u. a. auch eigene Begehungen zeigten. No 26 ist vergleichbar mit den oolitischen Kalkknollenlagen (Lage 1—?4) im Profil Wittelshofen; charakteristisch sind die hellen, stecknadelkopfgroßen Kalkooide, die auch in Harburg beobachtet wurden. Die Gesamtmächtigkeit des Lias zeta ist mit 0,4 m gegenüber dem N-Vorries (1,0 m in Fremdingen, 1,5 m in Wittelshofen) ziemlich niedrig, ganz im Gegensatz zum Liegenden. Eine tektonisch bedingte Reduktion (etwa durch Auspressung der weichen Mergel) ist hier aber ziemlich unwahrscheinlich, da auch die spröden, aber ungestört übereinanderfolgenden Kalksteinschichten ungewöhnlich dünn sind. Auch hier wären weitere Beobachtungen aus den Ries-Trümmermassen erwünscht.

Vergleicht man den Lias im Profil Harburg mit Liasprofilen von anderen Ries-Trümmerschollen und aus dem autochthonen NW-, N- und NE-Vorries, so fällt, wenn man von den problematischen Schichten Lias alpha 2 und Lias delta absieht, die uneinheitliche Entwicklung der Schichtglieder auf. Die Fazies schließt sich gut an die Verhältnisse im N an. Lias alpha 3 und -zeta bleiben in ihrer Mächtigkeit zurück, Lias beta und gamma halten sich innerhalb des Rahmens, Lias epsilon ist sogar mächtiger. In anderen Riesschollen, z. B. Utzmemmingen, können diese Verhältnisse ganz anders liegen. Wie das Beispiel des Lias epsilon zeigt, können Liasschichten im Ries lokal durchaus mächtiger entwickelt sein als im autochthonen Vorland, d. h. man kann aus geringer Entwicklung dort nicht auf noch geringere im Riese schließen. Das Beispiel des Lias gamma zeigt, daß die Fazies gegenüber dem südlichen Franken keinen Schwellencharakter zeigen muß, sondern einen Übergang zur schwäbischen, küstenferneren bilden kann. Damit ist aber fraglich, ob die Vorstellung einer großen Schwelle zwischen Franken und Schwaben, wie sie P. Dorn (1937) vertritt, noch gerechtfertigt erscheint. Man könnte auch an einen Ablagerungsraum mit lebhaftem, submarinem Relief, vielleicht bedingt durch eine gewisse epirogene Mobilität, bei relativ geringer Meerestiefe denken, der zwischen dem südfränkischen Flachseebereich und dem tieferen Becken in Württemberg vermittelt, ohne daß eine eigentliche Schwelle auftritt.

C. Dogger

Der Untere Dogger nimmt den Hauptteil der Juraschichten im Harburger Profil ein.

Die Schichten No 28—39 sind auf Grund ihrer Lithologie, ihrer stratigraphischen Stellung und zweier Ammonitenfunde *(Leioceras opalinum)* dem Opalinus-

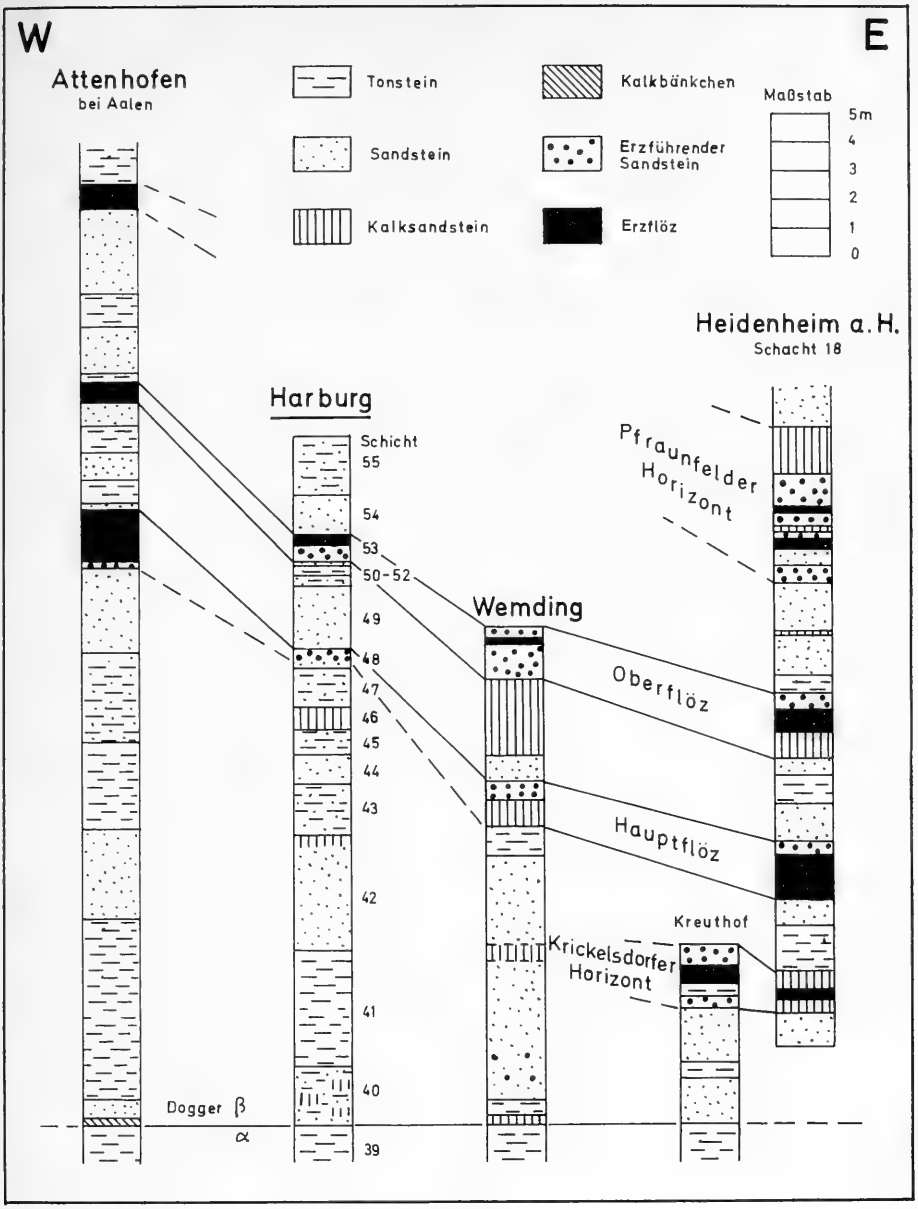


Abb. 2: Faziesparallelisierung des Dogger beta von Harburg mit Profilen des Rieses und seiner westlichen und östlichen Umrahmung. Nach Unterlagen von v. FREYBERG (1960, Abb. 2), teilweise geändert.

ton (Dogger alpha) zuzuordnen. Die Fazies dieser eintönigen Tonmergelserie zeigt, abgesehen von den Kalkbänkchen bei 10 m (No 29), 19 m (No 31) und 44 m (No 37) über der Basis, keine Besonderheiten. Kalkbänke und Nagelkalke sind aus dem Dogger alpha des Schwäbischen Jura bekannt (Quenstedt 1958, S. 303—305; Geyer & Gwinner 1964, S. 61), während sie im Fränkischen Jura offenbar selten sind oder fehlen, wie u. a. aus den Arbeiten von Krumbeck (1926, S. 10), O. Kuhn (1947, S. 46), Treibs (1964, S. 128) hervorgeht. Aus dem Ries und seiner Umgebung werden derartige Einschaltungen beschrieben vom Hesselberg: Nagelkalk in den Torulosusschichten (Krumbeck 1926, S. 10), von Hagau, Wemding und Monheim: Mergelkalkbänkchen im höheren Teil des Dogger alpha (Weber 1941, S. 32 bzw. 1942, S. 307); von Fünfstetten: Nagelkalk im unteren Dogger alpha (von Ammon 1904, S. 160). Diese Kalkbänkchen stellen offenbar die letzten Ausläufer dieser in Schwaben so verbreiteten Einschaltungen dar.

Die Mächtigkeit des gesamten Dogger alpha erscheint mit 70 m etwas niedrig, wenn man die von Weber (1952, S. 144, 145) angegebenen Werte von 105 m für das Riesstörungsgebiet bzw. 95—100 m für den Hahnenkamm zu Grunde legt. Diese scheinen sich bisher nur in der weiter westlich gelegenen Tiefbohrung Bopfingen (Münzing 1960, S. 183) mit 103 m zu bestätigen, falls die wahre Mächtigkeit dort nicht niedriger ist. Dagegen gibt Zöllner (1946, S. 25) für den Hahnenkamm 70 m an. Dieser Wert kann zwar für diesen Bereich etwas zu niedrig sein, trifft aber offensichtlich zumindest für das SE-Ries zu. Für tektonische Reduktion ergaben sich im Profil keinerlei Anhaltspunkte.

In die nun folgende Gesteinsserie des Dogger beta (Schicht No 40—55) gewährte das Harburger Profil einen großartigen Einblick (vergleiche Abb. 2).

Die Faziesparallelisierung der einzelnen Schichtglieder mit Profilen der westlichen und östlichen Umrahmung ist natürlich, wegen des raschen Fazieswechsels des Dogger beta auch in anderen Gebieten, nicht absolut sicher durchführbar. Als Grundlage hierfür dienen im Folgenden die Arbeiten von Bozenhard (1936) : Ostwürttemberg (Profil Attenhofen); Brunnacker (1957) : Hahnenkamm; v. Freyberg (1960) : Parallelisierung zwischen Fränkischer und Schwäbischer Alb; Hörauf (1959) : Fränkische Alb; Münzing (1960) : Gegend von Bopfingen und Weber (1952) : Profil Wemding.

Die ersten, sich kontinuierlich aus dem Liegenden entwickelnden Sandsteinbänkchen im Profil treten mit Schicht No 40 (2 m) auf: Basissandstein in Franken (Hörauf 1959, S. 10); unterster Sandstein und Kalk in Württemberg (Attenhofen, Bozenhard 1936, S. 84; v. Freyberg 1960, S. 254). Fossilführende Kalksandsteinbänkchen (Triquetra-Bank), wie sie noch von der Bopfinger Gegend (Münzing 1960, S. 183) und Wemding (Weber 1952, S. 134—138) bekannt wurden, fehlen hier. Ein Vergleich der Mächtigkeit ist infolge der unscharfen Grenzen nicht durchführbar.

Schicht No 41 (4 m) hebt sich durch die dunkle Farbe ihrer Schiefertone, die zahlreichen Sandsteinbänkchen und das Fehlen von Toneisensteingeoden deutlich von den Tonmergeln des Opalinustons ab. Sie ist vergleichbar mit dem tiefen Bänderschmitzenton (Hörauf 1959, S. 11) in Franken bzw. dem Tonhorizont über den Grenzschichten in Bopfingen (Münzing 1960, S. 183). Die Mächtigkeit hält sich mit

4 m innerhalb des bei Bopfingen gegebenen Rahmens (3—8 m); von Wemding sind 0,5 m bekannt geworden (Weber 1952 in v. Freyberg 1960, Abb. 2).

Mit Schicht No 42 (4 m) beginnt die erste geschlossene Sandsteinlage des Dogger beta im Harburger Profil: Zopfplattensandstein in Württemberg (Bozenhard 1936 in v. Freyberg 1960, S. 254) bzw. Kellersandstein in Franken (Hörauf 1959, S. 11). Sie stellt überall die erste geschlossene Sandsteinfolge dar, an deren Untergrenze der Hauptquellhorizont liegt (Münzing 1960, S. 183—184; Hörauf 1959, S. 10).

Die Zuordnung der höheren Schichten des Profils hängt von der Einstufung der beiden erzführenden Schichten No 48 (0,7 m) und 53 (0,95 m) ab. Man kann das sehr deutlich ausgeprägte Erzflöz No 53 dem Hauptflözhorizont Frankens (Hörauf 1952, S. 12) bzw. dem Unterflöz in Württemberg (v. Freyberg 1960, Abb. 2) gleichsetzen und erhält dann für den Schichtkomplex No 42—52 eine Mächtigkeit von 13,4 m. Die äquivalenten Schichten messen bei Bopfingen 3—10 m (Münzing 1960, S. 183), bei Wemding 9,5 m (Weber 1952 in v. Freyberg 1960, Abb. 2), im Hahnenkamm und Rohrachgebiet 4—10 m (v. Freyberg 1960, Abb. 2), jeweils gerechnet von der ersten geschlossenen Sandsteinfolge bis zum Hauptflöz. Dogger beta wäre damit in Harburg ungewöhnlich mächtig. Parallelisiert man dagegen den 0,7 m mächtigen, teilweise erzführenden Sandstein No 48 mit dem Hauptflöz, so wäre dieses in Harburg weitgehend versandet und geringmächtig, was zwar in einem gewissen Gegensatz zur westlichen und östlichen Umrahmung (v. Freyberg 1960, Abb. 2) sowie Wemding (Weber 1952 in v. Freyberg 1960, Abb. 2) stände, wo Werte von 1,5—3 m bekannt sind, aber dennoch nicht ausgeschlossen wäre. Die Mächtigkeit des Liegenden, von No 42 an, läge dann mit 9,7 m noch im gewohnten Rahmen. Eine Parallelisierung von No 48 mit einem höheren Flöz erscheint nicht ratsam, da das Hauptflöz dann ganz versandet wäre, was in der Riesumrahmung nur in den schon weiter entfernten Profilen bei Wettelsheim (v. Freyberg 1960, Abb. 2) teilweise der Fall ist. So erscheint die Parallelisierung des Hauptflözes mit No 48 am vorteilhaftesten; seine Versandung spiegelt sich auch in den weitgehend sandigen Schichten des Liegenden und Hangenden wieder und scheint auf eine besonders kräftige Sedimentzufuhr zurückzugehen.

Die Zuordnung der übrigen Schichten des Profils bereitet dann keine Schwierigkeiten mehr; die Mächtigkeiten halten sich, wie aus Abb. 2 ersichtlich, im Rahmen; auffällig ist das Zurücktreten von reineren Tonsteinlagen. Sehr deutlich ausgeprägt ist das Oberflöz (Hörauf 1959, S. 16) bzw. das Untere Zwischenflöz (v. Freyberg 1960, Abb. 2) in Schicht No 53 (0,95 m) entwickelt. Es ist in sämtlichen Profilen im Hahnenkamm und bei Wemding, in 0,5—2,5 m Mächtigkeit und wechselvoller Fazies vorhanden (v. Freyberg 1960, Abb. 2), ebenso bei Attenhofen (Bozenhard 1936 in v. Freyberg 1960, Abb. 2); bei Bopfingen gestatteten schlechte Aufschlußverhältnisse keinen Nachweis (Münzing 1960, S. 184).

Die darüber in noch 3,4 m Mächtigkeit erhaltenen Schichten No 54—55 sind tieferen Anteilen des Schwartenhorizonts in Franken (v. Freyberg 1960, S. 254) bzw. des Sandsteins mit Tonmitteln in Württemberg (Bozenhard 1936 in v. Freyberg 1960, S. 254) zuzuordnen. Die höheren Schichten des Dogger beta, Pfraun-

felder Horizont bis Disciteston (Hörauf 1959, S. 17—23; v. Freyberg 1960 S. 254) mit oberstem Doggersandstein (Brunnacker 1957, S. 14) in Franken sind nicht mehr erhalten. Die Mächtigkeit der Schichten über dem Oberflöz im ehemaligen Verband der Harburger Scholle läßt sich jedoch abschätzen. Im Hahnenkamm liegen über dem Oberflöz im Mittel noch 15 m Dogger beta (Brunnacker 1957, Taf. 1; v. Freyberg 1960, Abb. 2); in Bopfingen über dem Hauptflöz (das Oberflöz ist hier nicht nachweisbar, s. oben!) ca. 26 m. Zieht man von diesem Wert in Bopfingen den Betrag der Harburger Schichten No 49—53 (3,9 m) ab und bildet das arithmetische Mittel, so ergeben sich für die Schichten über dem Oberflöz in Harburg 18,6 und für den gesamten Dogger beta 20,3 (No 40—53) + 18,6 = 38,9 m. Dieser theoretische Wert hält sich im Rahmen der aus dem Ries bekannten Mächtigkeiten: Bopfingen 40 m (Münzing 1960, S. 184), Hahnenkamm mindestens 35 m (v. Freyberg 1960, S. 251), südlicher Rieskessel 45 m (Weber 1952, Seite 139, 147).

Im Vergleich mit der östlichen und westlichen Umgebung des Rieses schließen sich die Schichten des Dogger beta im Harburger Profil in Fazies und Mächtigkeit teilweise mehr an den Westen (Bopfingen) an: Liegendes des Hauptflöz (No 40 bis 47); teilweise mehr an den Osten (Hahnenkamm): höherer Dogger beta (No 48 bis 55). Das Ries scheint damit auch im Unteren Dogger eine gewisse Übergangsstellung zwischen Württemberg und Franken einzunehmen, ohne daß indessen derartige Mächtigkeitsschwankungen wie im Lias auftreten.

D. Quartär

Auf die Sande und Lehme des Quartärs wird nicht näher eingegangen.

IV. Ergebnisse

Die Schichtenserie des Profils Harburg gehört einer allochthonen Scholle von mehreren 100 m Ausdehnung an. Sie ist in sich durch Aufschiebungen gestört.

Im Lias fehlen, bei konkordanter Lagerung des Liegenden und Hangenden, Angulatensandstein und Amaltheenton. Trotz schwieriger tektonischer Deutungsmöglichkeit erscheint vor allem beim Amaltheenton ein primäres Fehlen vorerst als wenig wahrscheinlich. Die Arietenschichten sind in der Fazies des nördlichen Vorrieses und in sehr geringer Mächtigkeit vorhanden. Lias beta und -gamma sind in normaler Stärke entwickelt; die Numismalismergel schließen sich in ihrer Ausbildung mehr an die mergelig-kalkige Wassertrüdinger als an die kalkig-sandige Weißenburger Fazies an. Lias epsilon fällt durch seine ungewöhnlich hohe Mächtigkeit und die Pseudomonotisbank auf; Lias zeta durch geringe Entwicklung in Wittelshofener Fazies.

Der Unterdogger liegt in einem für das Ries ungewöhnlich guten und vollständigen Aufschluß vor. Dogger alpha ist in seiner gesamten Mächtigkeit einschließlich des Übergangs zum Liegenden und Hangenden erschlossen; Dogger beta mit einer Schichtenfolge von seiner Untergrenze bis zum Schwartenhorizont vorhanden. Die Fazies des Lias im Profil Harburg entspricht ganz derjenigen im nördlichen Vorries. Sie bildet wie dort einen Übergang, keine scharfe Grenze, zwischen

dem schwäbischen und fränkischen Bereich. Die Mächtigkeiten der einzelnen (vorhandenen) Schichtglieder zeigen gewisse Schwankungen im Ries und seiner Umgebung an, jedoch keine ausgeprägte Schwelle. Ursache war vermutlich ein flachwelliges, submarines Relief, vielleicht hervorgerufen durch eine gewisse epirogene Bodenunruhe.

Auch im Dogger vermitteln Mächtigkeit und Fazies offensichtlich zwischen den Verhältnissen im schwäbischen und fränkischen Sedimentationsraum.

V. Schriftenverzeichnis

Ammon, L. v.: Die Bahnaufschlüsse bei Fünfstetten am Ries und an anderen Punkten der Donauwörth-Treuchtlinger Linie. — Geognost. Jh., **16**, (1903), S. 145—184, 16 Abb., München 1904 (1905)

Barthel, K. W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Fremdingen. — Geologica Bavarica, **32**, 64 S., 10 Abb., 1 geol. Karte, München 1957

Bentz, A.: Geologische Beobachtungen am westlichen Riesrand. — Z. deutsch. geol. Ges., **79**, S. 405—438, 9 Abb., Berlin 1927

Birzer, F.: Die Monotis-Bank in den Posidonien-Schiefern, besonders Frankens. — Abh. Geol. Landesuntersuch. Bayer. Oberbergamt, **26**, S. 3—32, 2 Abb., München 1936

Bozenhardt, Th.: Zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des Braun-Jura-β in Nordostwürttemberg. — Mitt. Miner. Geol. Inst. T. H. Stuttgart, **28**, 117 S., Stuttgart 1936

Brunnacker, K.: Der Doggersandstein am Hahnenkamm (südl. Frankenalb). Geol. Bl. NO-Bayern, **7**, S. 2—33, 1 Taf., 6 Abb., Erlangen 1957

Dorn, P.: Paläogeographie der „Riesbarre". — N. Jb. Mineral. etc., Beil. — Bd. **77**, B., S. 1—44, 12 Abb., Stuttgart 1937

Fraas, E.: Begleitworte zu der geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Bopfingen. — 2. Auflage, 31 S., 10 Abb., Stuttgart 1919

Freyberg, B. v.: Parallelisierung der Eisenerzflöze im Dogger β Bayerns und Württembergs. — Abh. dtsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. III, **1960**, S. 247—262, 4 Abb., Berlin 1960

Gerstlauer, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Oettingen. — Mitt. Reichsst. Bodenforsch., Zweigst. München, **35**, 71 S., 16 Abb., 1 geol. Karte, München 1940.

Geyer, O. F. & Gwinner, M. P.: Einführung in die Geologie von Baden-Württemberg. — 223 S., 11 Taf., 73 Abb., 7 Tabellen, Stuttgart 1964

Gruss, H.: Die Altersstellung der „Grenzmergel" im Gebiet zwischen Weißenburg in Bayern und Freystadt (Opf.). — Geol. Bl. NO-Bayern, **7**, S. 116—118, Erlangen 1957

Gudden, H. & Treibs, W.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6436 Sulzbach-Rosenberg Nord. — 143 S., 6 Abb., 35 Profile, 9 Beil., München 1961

Hänel, R.: Geologische Untersuchungen im Hesselberggebiet. — Unveröff. Zulass. Arb. Univ. Erlangen, 47 S., 2 Beil., Erlangen 1932

Haunsschild, H.: Die Bohrungen 1 und 3 der Rastberg-Gruppe und ihre Bedeutung für die Geologie des nördlichen Vorrieses. — Geol. Bl. NO-Bayern, **18**, S. 139—162, 3 Tab., 4 Abb., Erlangen 1968

Hölder, H.: Jura. — Handbuch Stratigraph. Geol., **4**, 603 S., 158 Abb., Stuttgart 1964

Hörauf, H.: Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Doggersandgesteins in der Fränkischen Alb. — Erlanger geol. Abh., **30**, 68 S., 12 Abb., Erlangen 1959

Krumbeck, L.: Stratigraphische und biologische Studie über den untersten Dogger (Schichten des Lytoceras torulosum [Schübl.]) bei Hetzles am Leyerberg unweit Erlangen (Nordbayern). — Z. deutsch. geol. Ges., **77**, (1925), S. 1—83, 2 Tabellen, 1 Beil., Berlin 1926

Krumbck, L.: Stratigraphische Notizen aus dem Lias am Südhang des Hesselberges. — S. B. Phys. med. Soz. Erlangen, **60**, S. 213—224, Erlangen 1928

Krumbeck, L.: Zur Stratigraphie des Lias in Nordbayern. I. Lias β. — N. Jb. Mineral. ect., Beil. — Bd. **68**, B, S. 1—126, 1 Taf., 1 Tabelle, Stuttgart 1932

Krumbeck, L.: Stratigraphie und Faunenkunde des Lias γ in Nordbayern. — Z. deutsch. geol. Ges., **88**, S. 129—222, Taf. 27—31, Berlin 1936

Krumbeck, L.: Zur Stratigraphie und Faunenkunde des Lias Zeta in Nordbayern. — Teil 1: Z. deutsch. geol. Ges., **95**, S. 279—340, Taf. 12—13, 1 Skizze, Berlin 1943. Teil 2: Z. deutsch. geol. Ges., **96**, S. 1—74, Taf. 1—3, 1 Tabelle, Berlin 1944.

Kuhn, O.: Gliederung und Fossilführung des Lias und Doggers in Franken. — 30. Ber. Naturforsch. Ges. Bamberg, 1945, S. 33—89, Bamberg 1947

Münzing, K.: Stratigraphische und landschaftsgeschichtliche Beobachtungen in der Gegend von Bopfingen (Württemberg). — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., **115**, S. 175—215, 1 geol. Karte, Stuttgart 1960.

Quenstedt, F. A.: Der Jura. — 842 S., 103 Taf., 42 Abb., Tübingen (Laupp) 1858.

Schetelig, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet der Blätter Donauwörth und Genderkingen. — Geologica Bavarica, **47**, 98 S., 25 Abb., 1 geol. Karte, München 1962.

Schieber, W.: Der untere und mittlere Lias im württembergisch-bayerischen Grenzgebiet (Aalen-Wassertrüdingen). — 96 S., 1 Profil, 2 Karten, Tübingen (Becht) 1936

Schröder, B.: Fossilführende mittlere Trias im Ries. — Geol. Bl. NO-Bayern, **17**, S. 44—47, Abb. 1, Erlangen 1967.

Schröder, J. & Dehm, R.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Harburg. — Abh. Naturw. Ver. Schwaben e. V. Augsburg, **5**, 147 S., 5 Taf., 3 Abb., 1 Tabelle, 1 geol. Karte, Augsburg 1950.

Seibold, E.: Der Bau des Deckgebirges im oberen Rems-, Kocher-, Jagst-Gebiet. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **92**, S. 243—366, Taf. 3, 17 Abb., 12 Tabellen, Stuttgart 1950.

Torkzadeh, N.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Hesselberggebiet. NE-Quadrant des Positionsblattes Wassertrüdingen 382. Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, Mskr., 74 S., 4 Taf., 1 geol. Karte, München 1966.

Treibs, W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Otting. — Geologica Bavarica, **3**, 52 S., 8 Abb., 1 geol. Karte, München 1950

Treibs, W.: C. IV. Jura. — In: Tillmann, H. & Treibs, W. & Ziehr, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6537 Amberg. — S. 41—62 (1—222), Taf. 1, Abb. 5—7 (1—25), München 1963.

B. III. Jura. — In Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 2. Auflage, S. 121—141 (1—344), Abb. 20—23 (1—40), Tabelle 6—7 (1—20), München 1964.

Weber, E.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Wemding. — Abh. Naturk. Tiergartenver. Schwaben e. V. Augsburg, geol. paläontol. Reihe, **3**, 248 S., 15 Abb., 1 geol. Karte, Augsburg 1941.

Weber, E.: Ein Beitrag zur Deutung des Nördlinger Riesproblems: Neue Vorkommen von Trümmergesteinen im östlichen Vorries bei Monheim. — Zbl. Mineral. etc., **1942**, B, 304—311, 2 Abb., Stuttgart 1942.

Weber, E.: Ein Beitrag zur Kenntnis des Unteren Doggers im Nördlinger Riesstörungsgebiet. — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., **94**, S. 127—149, Stuttgart 1952.

Wellnhofer, P.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Blattes Weißenburg in Bay. NE-Quadrant. — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, Mskr. 19 S., 1 geol. Karte, München 1961.

Zeiss, A.: Über Ammoniten aus dem Sinemurien Südwest-Frankens. — Geol. Bl. NO-Bayern, **15**, S. 22—50, Taf. 2, 3 Abb., 1 Tabelle, Erlangen 1965.

Zöllner, W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Meßtischblattes Heidenheim. 407, 1 : 25 000. — 87 S., 5 Taf., 1 geol. Karte, Konstanz 1946.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 9 93—116 München, 31. 12. 1969

Roter Ammonitenkalk und Radiolarit aus dem unteren Dogger der Kammerker (Nordtirol)

Von

Rudolf Fischer, Marburg/Lahn[1])

Mit 3 Abbildungen und Tafeln 4—5

Zusammenfassung

Aus dem kalkalpinen Gebiet der Kammerker werden zwei Profile durch fossilreichen roten Kalk und den unteren Teil des Radiolarits beschrieben. Eine reiche Ammonitenfauna belegt das Aalenium und erlaubt eine Gliederung in Zonen, die denen der nordwesteuropäischen Ammonitenprovinz entsprechen. Durch Fossilfunde unter dem hangenden Radiolarit und durch den Nachweis eines lückenlosen sedimentären Überganges wird belegt, daß die Radiolarit-Fazies mit dem Bajocium einsetzt. Eine Reihe von Beobachtungen zur Sedimentation des Rotkalkes und des Radiolarits werden zur Ermittlung ihrer Ablagerungsräume diskutiert. Die Diagenese des Radiolarits wird geschildert und es wird versucht, die Vorgänge zwischen Sedimentation und tektonischer Zerklüftung des festen Gesteins in eine zeitliche Ordnung zu bringen.

Summary

From the Kammerker area (Northern Tyrol) two sections through the »ammonitico rosso« and the »radiolarite« are described. For the first time the rich ammonite fauna allows to divide the alpine Aalenian into zones. These zones are equivalent to those of the northwestern European province. Ammonites directly below the radiolarite and a sedimentary tansition between the two facies show that the radiolarite facies comminces with the beginning of the Bajocian. Microfacial characteristics are discussed in order to determine their bathymetric environments. It is attempted to describe chronologically all processes of the radiolarite diagenesis between deposition and the installation of crevices.

[1]) Dr. Rudolf Fischer, Geologisch-paläontologisches Institut der Philipps-Universität Marburg, D-355 Marburg, Deutschhausstraße 10.

Inhalt

Einleitung 94
Die Profile
Profil Unkenbach 95
Profil Scheibelberg II 100
Die Ammonitenzonen des Aalenium der Kammerker 105
Das Alter der Untergrenze des Radiolarits 107
Zur Sedimentation und Diagenese des Radiolarits der Kammerker 108
Schriftenverzeichnis 113

Einleitung

Im Grenzbereich der Länder Bayern, Tirol und Salzburg liegt der landschaftlich und geologisch reizvolle Gebirgsstock der Kammerker-Sonntagshorn-Gruppe. In vielfältiger Weise wurde die Gruppe von Geologen und Paläontologen untersucht. Erstmals kartiert wurde sie durch Hahn (1910); in den vergangenen Jahren nahmen Schüler von Prof. Schmidt-Thomé (München) das Gebiet neu auf. Leider liegen bisher nur die Manuskripte davon vor (K. Müller, E. M. Müller, H. Udluft, Österlen). Spezialprobleme des Gebirgsstockes behandelten Wähner (1882—1898), Gümbel (1861), Vortisch (1926 ff.), A. G. Fischer (1962), Garrison (1964), R. Fischer (1966). Daneben finden sich Angaben über Einzelstücke der in reichem Maße auffindbaren Lias-Ammoniten bei vielen Autoren (z. B. Oppel, 1862, Hauer, 1856, C. Renz, 1925, u. a. m.).

Weniger Beachtung fanden bisher die Schichten des Dogger, obwohl auch sie reich an Ammoniten sind. Das mag daran liegen, daß an der Lias/Dogger-Wende kein Fazieswechsel auftritt, daß das Aalenium nur geringmächtig ist und daß die Profile meist sehr gestört sind; dies ist bedingt durch schichtparallele Verschiebungen, die gerade im Grenzbereich der mergeligen Kalke des Aalenium zum hangenden Radiolarit die größten Unregelmäßigkeiten hervorriefen (s. Vortisch, 1931).

Bei Geländearbeiten im Sommer 1964 und 1967 gelang es mir, in zwei Profilen das Aalenium mit Ausnahme der untersten Ammoniten-Zone zu erfassen. Dabei konnte das Aalenium in Ammoniten-Zonen gegliedert und erstmals gezeigt werden, daß die Rotkalke bis in die *concava*-Zone reichen. Da in den Profilen auch der sedimentäre Übergang der Rotkalke zum hangenden Radiolarit erhalten ist, kann man das Alter der Radiolarit-Untergrenze im Bereich der Kammerker datieren. Die Schliffauswertung erlaubte daneben Aussagen über die Sedimentation und die Diagenese des Radiolarits.

Dankzusagen habe ich an dieser Stelle den Herren Dr. K. Germann (FU Berlin), Dr. D. Helmcke (FU Berlin) und Dr. H. Jurgan (TU Berlin) für ihre freundliche Beratung bei der Schiffanalyse und für viele andere Ratschläge.

Die Beobachtungen zur Diagenese des Radiolarits stehen in engem Zusammenhang mit der Deutung der Entstehung von Kieselknollen im umbrischen Mittellias, wo ich mit Hilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Sommer 1967 ammonitenreiche Profile aufnehmen konnte.

Fossilien und Schliffe zu der vorliegenden Arbeit sind unter den Nummern Fi 1 und ff. in der Sammlung des geologisch-paläontologischen Instituts der Philipps-Universität in Marburg aufbewahrt.

Die Profile

Die von mir untersuchten zwei Profile sind auf der topographischen Karte 1:25 000, Blatt 8341 Seegatterl, des Bayerischen Vermessungsamtes zu finden. Sie liegen im Unkenbach (R 44 950 / H 78 615) und am Scheibelberg (R 43 190 H 77 000) und sind von der mit dem Auto erreichbaren Winklmoos-Alm in einer halbtägigen Wanderung leicht zu besuchen. Zum Profil Unkenbach gelangt man am besten bei niedrigem Wasserstand; man steigt unterhalb der Muck-Klause in das Bachbett und verfolgt es 60 m weit flußabwärts; das Profil liegt dann am westlichen Ufer, ca. 5 m über der Talsohle. Das Profil Scheibelberg II liegt 3 m westlich des Steiges, der vom Gipfel des Scheibelberges zur Möser-Alm führt.

Da das Augenmerk meiner Suche vor allem dem ungestörten Kontakt Rotkalk/Radiolarit galt, ist in beiden Profilen die Grenze Toarcium/Aalenium nicht erfaßt.

Profil Unkenbach (Abb. 1)

In dem Profil Unkenbach stehen 5 m mächtige rote Kalke und Mergel an (Lagerung: 40/28 SE), die in zusammenhängende, charakteristische Gesteinsfolgen unterteilt werden können und die auch zur stratigraphischen Gliederung ausreichende Ammonitenfaunen geliefert haben. Das Hangende bildet Radiolarit.

Neben den streng horizontiert aufgesammelten Ammoniten wurden auch — besonders im Bereich der Radiolarit-Grenze — Gesteinsproben für Dünnschliffe entnommen. Bei der Aufnahme wurde die Untergrenze der ersten Radiolarit-Bank als Nullpunkt gewählt und davon ausgehend nach unten gemessen. Hier wird das Profil von unten nach oben beschrieben.

Der unterste Profil-Abschnitt, dessen Liegendes durch Schutt verdeckt wird, reicht von 455—320 (Zahlenangaben in Zentimetern). Es ist eine Rotkalk/Mergel-Wechselfolge erschlossen: etwa 10 cm dicke Kalkbänkchen wechseln mit bis zu 5 cm starken Mergelbändern, bis die Folge oben durch eine 30 cm mächtige Kalkbank abgeschlossen wird. Die roten Kalke sind dicht, sie brechen splittrig, sind gleichmäßig mikritisch struiert und besitzen ebene Bankungsflächen. Die roten Mergel sind feinstgeschichtet und sondern dünnplattig ab, sie enthalten keine Kalkknollen. Ammoniten sind im Gestein selten; lediglich an der Oberfläche der dicken Kalkbank fand sich ein

320: *Tmetoceras scissum* (Benecke)

Die Oberseite des Fossils ist nicht angelöst, sondern gut erhalten.

Es folgt nun ein dünnes Mergel-Zwischenband, darauf eine 3 cm starke Schicht, die reich an Crinoidenresten ist. Darüber liegen zwei mergelige Kalkbänkchen mit feinschichtigem Aufbau und ebener Oberfläche (320—310). Hieraus bei

315: *Erycites intermedius* Hantken in Prinz

Im Profil leicht wiederzuerkennen ist ein dickes Mergel-Paket (310—300), rot, feingeschichtet und dünnplattig absondernd. Darüber lagert — 300—240 — eine dicke Rotkalk-Bank, die morphologisch deutlich hervortritt. Der Kalk dieser Bank, ein roter Mikrit, ist stark geflasert, d. h. er ist in längliche, knollige Kalkkörper zerlegt, die voneinander durch Mergel-Häutchen getrennt sind. In einem Abstand von etwa 5 cm trennen durchgehende, schichtparallele Mergelfugen die Flaserlagen voneinander (Die Flaserung ist nach JURGAN 1967:75 spätdiagenetisch entstanden; ihre Ursache waren wohl schichtparallele Bewegungen s. VORTISCH 1937).

Ammoniten sind nicht selten:

265: *Staufenia (Costileioceras)* aff. *opalinoides* (MAYER)
246: *Megalytoceras rubescens* (DUMORTIER)
Phylloceras perplanum PRINZ
Calliphylloceras supraliasicum hastaesimile GECZY
Ludwigia (Ludwigia) bradfordensis (BUCKMAN)

Die Steinkerne der Ammoniten sind nur einseitig erhalten, die Oberseite ist stets zerstört. Die Ursache ist in submariner Anlösung zu suchen. Das im Niveau 240 gefundene *Phylloceras perplanum* zeigt besonders schön, daß die Lösung an den verästelten Abschnitten der Lobenlinie stärker angreift, dort also, wo die größte Oberfläche geboten wird (s. Taf. 4, Fig. 1.).

Es folgt nun ein 5 cm starkes Mergelband (235—240), das von einer Rotkalk-Bank (240—200) überlagert wird.

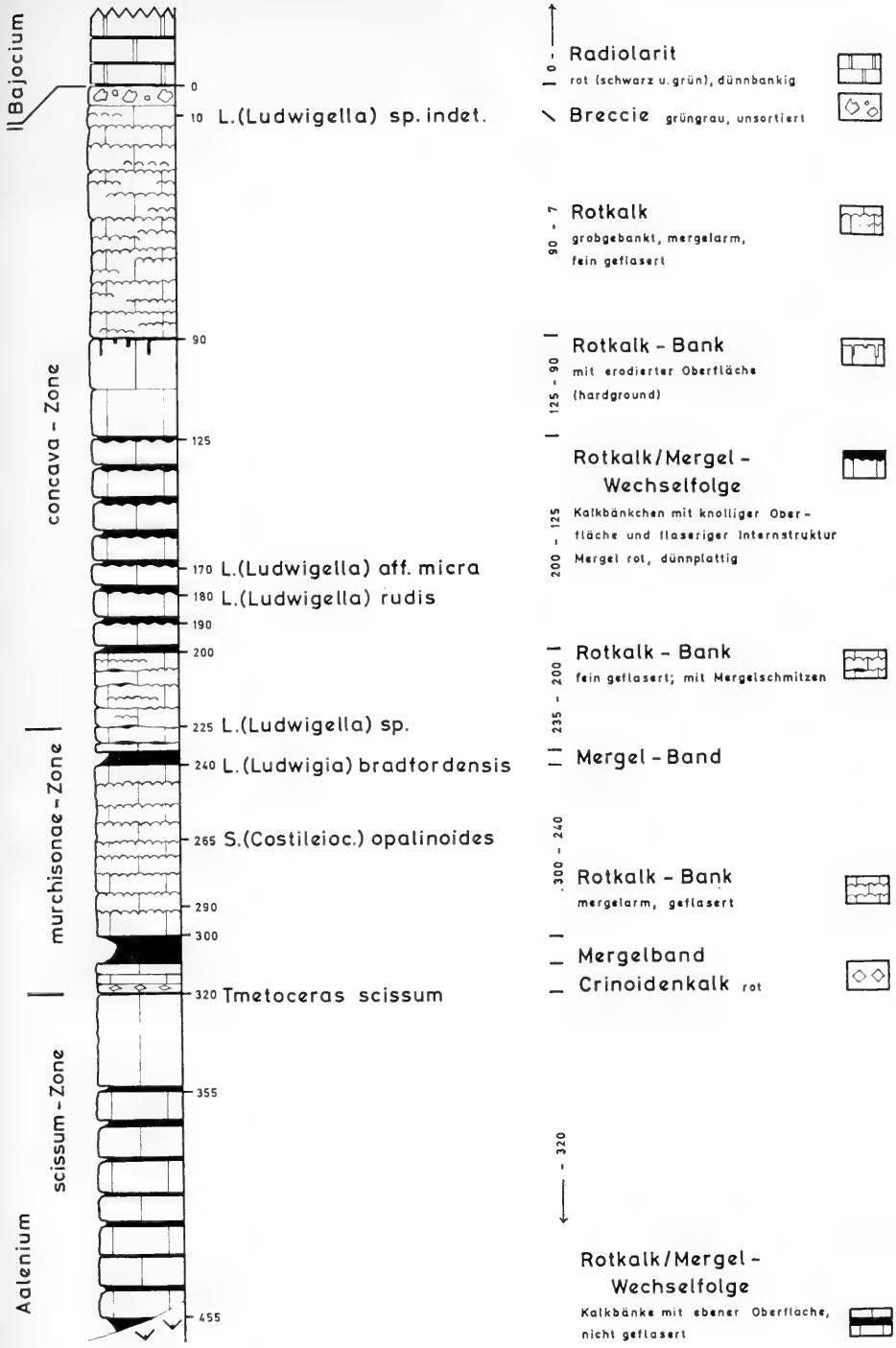
Das Gestein der Bank ist wieder ein roter, mikritischer Kalk, der jedoch in diesem Profilabschnitt etwas stärker, kleinknolliger, geflasert ist. Bei der Flaserung sammelten sich im Druckschatten der Kalkknollen die mergeligen, hier anscheinend besonders häufigen Bestandteile des Gesteins; so kam es zu den reichlichen Mergelschmitzen, die erlauben, das Gestein heute leicht zu spalten, wodurch die Fossilsuche sehr erleichtert wird.

225: *Ludwigia (Ludwigella)* sp.
220: *Megalytoceras rasile* (VACEK)
Phylloceras baconicum HANTKEN in PRINZ
Cenoceras clausum (d'ORBIGNY)
200: *Megalytoceras rasile* (VACEK)
Phylloceras baconicum HANTKEN in PRINZ
Phylloceras perplanum PRINZ
Inoceramus fuscus QUENSTEDT

Der *Inoceramus fuscus* von Schicht 200 ist unter den Megafossilien der einzige Nicht-Cephalopode. An der Muschel sind noch Schalenreste erhalten.

Zwischen 200 und 125 trifft man eine Kalk/Mergel-Wechselfolge an. Die 7

Abb. 1: Profil Unkenbach. Kalkserie des Aalenium; wichtige Ammonitenfunde und Gesteinscharakter


Bajocium
Aalenium
concava - Zone
murchisonae - Zone
scissum - Zone
0
10 L.(Ludwigella) sp. indet.
90
125
170 L.(Ludwigella) aff. micra
180 L.(Ludwigella) rudis
190
200
225 L.(Ludwigella) sp.
240 L.(Ludwigia) bradfordensis
265 S.(Costileioc.) opalinoides
290
300
320 Tmetoceras scissum
355
455
0 -
Radiolarit
rot (schwarz u. grün), dünnbankig
Breccie grüngrau, unsortiert
90 - 7
Rotkalk
grobgebankt, mergelarm,
fein geflasert
125 - 90
Rotkalk - Bank
mit erodierter Oberfläche
(hardground)
Rotkalk/Mergel -
Wechselfolge
200 - 125
Kalkbänkchen mit knolliger Ober-
fläche und flaseriger Internstruktur
Mergel rot, dünnplattig
235 - 200
Rotkalk - Bank
fein geflasert; mit Mergelschmitzen
Mergel - Band
300 - 240
Rotkalk - Bank
mergelarm, geflasert
Mergelband
Crinoidenkalk rot
- 320
Rotkalk/Mergel -
Wechselfolge
Kalkbänke mit ebener Oberfläche,
nicht geflasert

Kalkbänkchen sind ± 10 cm mächtig, die Mergel selten nur mehr als 1 cm. Die Kalkbänke zeigen flaserigen Internbau und besitzen eine knollige Oberfläche. Das Relief der Oberfläche ist im wesentlichen ein Subsolutionsrelief und nur zum geringeren Teil überprägt durch Flaserung; ein Hinweis für diese Annahme sind angelöste Ammonitenreste.

190: *Phylloceras perplanum* PRINZ
180: *Phylloceras perplanum* PRINZ
Ludwigia (Ludwigella) rudis BUCKMAN
Ludwigia (Ludwigella) arcitenens (BUCKMAN)
Erycites reussi cesteriformis GECZY
170: *Phylloceras perplanum* PRINZ
Ludwigia (Ludwigella) aff. *micra* (BUCKMAN)

Die Wechselfolge wird bei 125—90 von zwei dicken, ca. 15 cm mächtigen Kalkbänken abgeschlossen, die nur durch eine Mergelfuge getrennt sind. Die beiden Bänke weisen wenig mergelige Bestandteile auf; sie sind ein dichtgepackter Echinodermen-Biomikrit. Dies war wohl auch der Grund dafür, daß die Flaserung fast spurlos an ihnen vorbeiging. Die Oberfläche der Doppelbank weist im Niveau 90 ein Lösungsrelief auf, das bis zu 15 mm in das Gestein eingreifen kann; Lösungsrückstände sind tiefrote bis schwärzliche, tonige Substanzen. Auf der angeätzten Fläche sind Foraminiferen angewachsen (s. Taf. 4, Fig. 2). Die durch den Hartboden, die Anlösung und das Aufwachsen der Foraminiferen belegte Sedimentationslücke läßt sich zeitlich nicht fassen; unter und über der angelösten Fläche finden sich Ammoniten ein und derselben Zone. Die Lithifikation und Lösung des Gesteins muß in geologisch sehr kurzen Zeiträumen vor sich gegangen sein.

Obwohl die kompakten Kalkbänke eine Fossilsuche erschweren, fand sich

118: *Megalytoceras rubescens* (DUMORTIER)

Zwischen 90 und 7 liegen rote, grob gebankte Kalke mit reichem Mergelgehalt. Dieses Gesteinspaket ist sehr intensiv geflasert; die länglichen Kalkknollen liegen mit ihrer 5—7 cm langen a-Achse schichtparallel; die senkrecht zur Schichtung stehende b-Achse erreicht nur 4 cm Länge.

Im Profilabschnitt 90—7 ändert sich — die Grenze konnte ich nicht exakt erfassen — die Mikrofazies des Rotkalkes: zeigte sich bisher im Schliff ein roter, fossilführender Mikrit mit Foraminiferen *(Spirillina liasica* [JONES], Lageniden, Nonioniden), Echinodermenresten und Ammoniten, so tritt nun ein Schalen-Biomikrit auf (Nomenklatur nach FOLK; 1959). U. d. M. sieht man feine, kurze Muschelschälchen, vorwiegend schichtparallel angeordnet, das Bindemittel ist mikritisch. Die Muschelschälchen beherrschen das Bild entweder ganz oder es tritt, ebenfalls massenhaft, Ammonitenbrut hinzu; zu sehen sind stets die Embryonalkammer und höchstens zwei weitere Kammern. Neben diesen Resten sind selten auch Radiolarien zu finden. Zahlreiche Wühlgefüge geben Zeugnis von Bodenleben.

Die teilweise gesteinsbildenden feinen Schälchen, die hier beschrieben werden, sind im mediterranen Jura sehr häufig. Sie sind bekannt von Toarcium bis Callovium Spaniens (PERCONIG 1968: Pyrenäen, Iberische Ketten, Ebrobecken, Betische Kordillere); aus dem Domerium der Aquitaine, dem Ob. Toarcium bis Kimerid-

gium von Algerien, dem Dogger Marokkos, dem Dogger des Irak (alle nach Peyre 1959); man findet sie im Dogger der Südalpen (z. B. Senn, 1924), dem Dogger des Apennin (Farinacci 1959), dem Dogger von Griechenland (Renz 1959), dem Dogger der Dinariden (Radoičić 1966), dem Toarcium-Aalenium des Bakony (Geczy 1961), dem Toarcium und Aalenium der Karpaten (Mišik 1968). Die länglichen, dünnen, fadenartigen Gebilde wurden vielartig gedeutet; als vernünftig gelten drei Möglichkeiten: Algenfilamente, Schalen pelagischer Muscheln *(Halobia* oder *Posidonia)* und Prodissoconche von Muscheln. Der letzteren Deutung neigt Peyre 1959 zu. Mehrere Schliffe parallel und senkrecht zur Schichtung lassen auch mich zur Auffassung kommen, daß es sich in den Schälchen-Biomikriten der Kammerker um die Reste von Muschel-Prodissoconchen handelt. Megafauna ist selten, wohl durch die intensive Flaserung zerstört.

60: *Megalytoceras rasile* (Vacek)
10: *Ludwigia (Ludwigella)* sp. indet.

Bei 30 finden sich erstmals kugelige, schalig gebaute Knollen aus einem schwärzlichen, stark färbenden Mineral: Mn-Knollen. Die kalkige Serie des Profils Unkenbach wird zwischen 7 und 0 von einer brecciösen Bank abgeschlossen. Die grünliche Farbe des Gesteins ist eine lokale Variante; sonst ist die Bank rot. Die größten Komponenten der Breccie haben einen Durchmesser von 1,5 cm, einige größere Stücke — mit einer Länge bis zu 8 cm — sind durch die spätere Flaserung sekundär mit der Breccie vermengt worden.

Die kantengerundeten bis gerundeten Komponenten bestehen aus vier verschiedenen Mikrofazies:

a) Muschelschalen-Ammonitenbrut-Biomikrit mit wenigen Foraminiferen, Schwamm-Nadeln und Echinodermen-Resten;
b) Muschelschalenführender Mikrit (Schalen wie in a, jedoch nicht gesteinsbildend);
c) Schalen-Biomikrit mit einigen Radiolarien;
d) Biomikrit mit Foraminiferen, wenigen Mollusken-Resten, Echinodermen-Resten.

Die Fazies a—c unterlagern direkt die Breccie, d ist die Fazies der Rotkalke, wie sie typisch unterhalb von 90 vorkommt. Das Bindemittel ist feinkörniger (1 bis 3 mm) Gesteins- und Fossilschutt; die Gesteine zeigen die Faziestypen a—c, der Fossilschutt ist Echinodermen-Schutt, vermischt mit den feinen Schälchen der Muschel-Prodissoconche. Auf die Breccie wird bei der Beschreibung des Profils Scheibelberg II (s. S. 104) noch näher eingegangen.

Über dieser Breccie liegen mehrere Meter Radiolarit, dessen Folge im Profil Unkenbach mit einer schwarzen, kieseligen Bank beginnt; darüber liegen dann einheitlich 5—10 cm dicke, rote, kieselige Bänkchen. Die Beobachtungen zur Sedimentation und Diagenese des Radiolarits werden weiter unten beschrieben.

Profil Scheibelberg II (Abb. 2)

Dieses Profil ergänzt sowohl faunistisch-stratigraphisch als auch sedimentologisch die im Profil Unkenbach gemachten Beobachtungen. Auch hier wurde als Fixpunkt die Untergrenze der untersten Radiolarit-Bank gewählt; das Profil wird wieder in charakteristischen Abschnitten beschrieben.

Das Liegende des Profils Scheibelberg II (Scheibelberg I s. FISCHER 1966) bilden graue, mittelliasische Kalke, über denen, schichtparallel aufgeschoben, die Folge des Dogger aufgeschlossen ist.

Abb. 2: Profil Scheibelberg II. Die erschlossene Kalkserie des Aalenium; wichtige Ammonitenfunde und Gesteinscharakter.

Der Abschnitt 260—185 ist ein morphologisch kompaktes Paket roter, knolliger Kalke, die durch Mergel-Lagen voneinander getrennt sind. Die Kalkbänkchen sind 3—5 cm stark, flaserig gebaut und besitzen wellige Oberflächen. Die Mergelpartien sind meist nur Trennfugen oder Schmitzen im Druckschatten der Kalkflasern; nur wenige Mergel-Bänder werden 1—2 cm stark. Ammoniten fand ich in diesem Teil nicht.

Es folgt ein 5 cm dickes, rotes Mergel-Band, in dem als Reste von Subsolution noch einige isolierte Kalkknollen schwimmen. Diese Knollen sind z. T. Reste von Ammonitensteinkernen.

185: *Leioceras* sp.

Überlagert wird der Mergel von einer kompakten Folge von Rotkalk-Bänken, 180—160; das Gestein ist wie die liegende Serie ausgebildet; es ist etwas mergelärmer. Ammoniten wurden gefunden,

160: *Phylloceras perplanum* Prinz
Phylloceras baconicum Hantken in Prinz

Die unteren Seiten der Fossilien sind gut erhalten, die Oberseiten sind angelöst.

Der Abschnitt 160—100 besteht aus einer Kalk/Mergel-Wechselfolge, von der die untere Hälfte mergelreicher ist. Die Kalkbänkchen sind 3—5 cm stark, knollig, mit welliger Oberfläche. Die Knollen sind, an angeätzten Fossilresten erkennbar, sicherlich Subsolutionsreste, von der Flaserung jedoch stark überprägt. Jedes Bänkchen besteht nur aus einer Knollenlage. Die Mergel sind braunrot, feinschuppig; sie führen keine Kalkknollen.

Der Abschnitt des Profils hat fast alle Ammoniten geliefert; andere Fossilien wurden nicht gefunden.

157: *Phylloceras perplanum* Prinz
Leioceras? comptum (Reinecke)
152: *Megalytoceras* sp.
Megalytoceras rasile (Vacek)
Holcophylloceras sp.
Ptychophylloceras tatricum (Pusch)
Leioceras sp.
Leioceras comptum (Reinecke)
150: *Phylloceras loczyi* Prinz
Phylloceras baconicum Hantken in Prinz
Phylloceras perplanum Prinz
Leioceras paucicostatum Rieber
Erycites (Abbasitoides) modestum (Vacek)
148: *Megalytoceras rasile* (Vacek)
Phylloceras baconicum Hantken in Prinz
Staufenia sp.
Staufenia (Costileioceras) aff. *opalinoides* (Mayer)
147: *Megalytoceras rasile* (Vacek)
Phylloceras iuv. sp.
Ludwigia (Ludwigia) sp.
Ludwigia (Ludwigia) subtuberculata Rieber

Erycites (Abbasitoides) modestus (VACEK)
Erycites (Abbasitoides) punctus (VACEK)
146: *Megalytoceras rasile* (VACEK)
Holcophylloceras ultramontanum (ZITTEL)
Ptychophylloceras tatricum (PUSCH)
Ludwigia (Ludwigia) helvetica (HORN)
Ludwigia (Ludwigia) subtuberculata RIEBER
Erycites (Abbasitoides) modestus (VACEK)
145: *Phylloceras baconicum* HANTKEN in PRINZ
Holcophylloceras ultramontanum (ZITTEL)
Ptychophylloceras tatricum (PUSCH)
Ludwigia (Ludwigia) murchisonae (SOWERBY)
142: *Phylloceras baconicum* HANTKEN in PRINZ
140: *Phylloceras loczyi* PRINZ
Holcophylloceras ultramontanum (ZITTEL)
110: *Megalytoceras rasile* (VACEK)
105: *Phylloceras loczyi* PRINZ
100: *Ludwigia (Ludwigia) baylii* (BUCKMAN)

Das Trennen von Horizonten, die nur wenige Zentimeter auseinanderliegen, erwies sich als wichtig nach den Aufsammlungen des Sommers 1964, die aus einem größeren Abschnitt folgende Fauna erbrachten:

150—140: *Megalytoceras rasile* (VACEK)
Megalytoceras aff. *rubescens* (DUMORTIER)
Phylloceras loczyi PRINZ
Ptychophylloceras tatricum (PUSCH)
Holcophylloceras iuv. sp.
Staufenia (Costileioceras) aff. *opalinoides* (MAYER)
Ludwigia (Ludwigia) sp.
Ludwigia (Ludwigia) rudis BUCKMAN
Ludwigia (Ludwigia) murchisonae (SOWERBY)
Erycites (Abbasitoides) modestus (VACEK)

Die reiche Ammoniten-Ausbeute dieses Profil-Abschnittes beruht zunächst auf der leichteren Abbaumöglichkeit der dünnen Kalkbänkchen; daneben ist dieser Abschnitt auch objektiv fossilreicher. Eine Erklärung dafür ist einerseits die durch die Subsolution bewirkte langsame Sedimentation und stratigraphische Kondensation (die allerdings nicht so weit ging, daß die Ammoniten-Zonen nicht mehr trennbar sind), andererseits mögen im Bereich des Profils auch günstigere Lebensbedingungen für Ammoniten geherrscht haben. Dafür spricht hier die größere Artenfülle gegenüber den geringeren Zahlen des Profils Unkenbach. Zwischen 100 und 90 schließt eine Kalkbank den Komplex der Wechselfolge ab; sie ist durch Mergelfugen in drei geflaserte Lagen zerlegbar. Darüber folgt dann ein kompakter Abschnitt, 90—10, eines grob gebankten und fein geflaserten Rotkalkes, der in seinen obersten Schichten Mn-Konkretionen führt. Das Gestein stimmt in der Mikrofazies völlig mit dem Profilabschnitt Unkenbach 90—7 überein. Auch hier tritt in der Mikrofazies der Wechsel zu Schalen-Biomikrit auf, der an Hand einiger Bilder veranschaulicht werden soll.

Der untere Teil der Taf. 4, Fig. 2 zeigt die Mikrofazies, die für die Rotkalke der tieferen Profilteile kennzeichnend ist.

Gestein: Dichtgepakter Echinodermen-Biomikrit.
Fauna: Foraminiferen(*Spirillina liasica* (Jones), Nodosarien, *Lenticulina* sp., *Discorbis* sp., Ceratobulimiden;
Mollusken: Gastropodenbrut, Muschelbrut und Schalen größerer Exemplare, Cephalopodenbrut und zerbrochene größere Reste, daneben Aptychen (selten);
Vermes: Serpulidenröhrchen;
Arthropoden: Ostrakoden.
Echinodermen: Crinoiden, Seeigel-Stacheln; (90% des biogenen Anteils).
Lagerung: wirr.
Bildungsbereich: Neritisch, ohne Anzeichen von Wasserbewegung.

Daneben kommt eine Mikrofazies des Rotkalkes mit geringerem biogenen Anteil vor. Sie ist häufig in den Profilabschnitten Unkenbach 300—90 und Scheibelberg II 185—90.
Gestein: Fossilführender Mikrit.
Fauna: Foraminiferen (Nodosarien);
Mollusken: Gastropodenbrut, Muschelschalen (60 % des biogenen Anteils), Ammoniten-Jugendstadien, ein Belemnit (? *Dactyloteuthis* sp.);
Arthropoden: Ostrakoden;
Echinodermen: Crinoiden-Reste, Seeigelstachel.
Lagerung: wirr, nur z. T. geschichtet.
Bildungsbereich: Nicht sicher bestimmbar, ?neritisch.

Taf. 4, Fig. 3 und 4. In den Profilabschnitten SII 90—10 und U 90—7 vertreten sich zwei Mikrofazies, die untereinander durch Übergänge verbunden sind.
Gestein: (Fig. 3). Muschelschalen-Biomikrit.
Fauna: Radiolarien (selten);
Foraminiferen: Lageniden, Textulariiden, Globigerinen;
Poriferen: Schwammnadeln (selten);
Mollusken: Prodissoconche von Muscheln (90% des biogenen Anteils), Bruchstücke größerer Schalen (selten);
Echinodermen: Crinoiden- und Ophiuren-Reste;
Spuren: Das Sediment ist stark durchwühlt. Die Wühlgänge sind entfärbt und ärmer an Mergel-Partikeln. Um runde, entfärbte Bereiche herum sind die Muschelschälchen oft konzentrisch angeordnet (s. Fig. 3).
Lagerung: ± geschichtet, z. T. bioturbat entschichtet.
Bildungsbereich: Nach der herrschenden Ansicht sind die Gesteine mit massenhaftem Vorkommen von Prodissoconchen pelagische Bildungen (Mišik 1966; Perconig 1968).
Gestein: (Fig. 4): Muschelschalen-Cephalopodenbrut-Biomikrit.
Fauna: Radiolarien (selten);
Foraminiferen (selten): Lageniden, Nonioniden, Globigerinen;
Poriferen: Nadeln (selten);
Mollusken: Prodissoconche und Cephalopodenbrut (zusammen 90 % des biogenen Anteils);
Echinodermen: Crinoiden-Reste;
Spuren: Wühlgefüge.
Lagerung: Die Schälchen, die oft gekrümmt sind, bilden ein wirres Gefüge, das man als „Spreizgefüge" bezeichnen kann (s. Fig. 4). In den Hohlräumen des sehr locker gepackten Sedimentes lagern sich z. T. Mikrit, z. T. kleine Faunen-Elemente an, das Restvolumen ist mit Kalkspat gefüllt. Kalkspat hat auch alle ursprüng-

lich kieseligen Reste verdrängt. In Abschnitten mit vorwiegend sparitischer Hohlraumfüllung sind oft allein die Kammern der Cephalopodenbrut mit dunkelrotem Mikrit gefüllt.

Bildungsbereich: Die Mikrofauna enthält keine Elemente, die für einen bestimmten Meeresbereich typisch sind. Die Muschelbrut, deren Prodissoconche den Hauptbestandteil der Fauna ausmachen, lebte pseudo-planktonisch im hochpelagischen Bereich; ihre Reste konnten in jedem Tiefenbereich abgelagert werden. Sehr wenig kann die Ammonitenbrut aussagen. Eichler & Ristedt 1966 sind durch Messungen des Sauerstoff-Isotopengehaltes von frühontogenetischen Stadien des *Nautilus pompilius* zum Schluß gelangt, daß sich bei diesem Tier Eiablage und frühe Entwicklung in flachem und warmem Wasser abspielt. Ein Schluß hieraus auf den Lebensbereich der Ammonitenbrut ist jedoch unzulässig, da schon der Vergleich des rezenten *Nautilus* mit fossilen Ammoniten nur bedingt erlaubt ist und darüber hinaus auch über den Lebensbereich erwachsener Ammoniten bisher nur wenig bekannt ist.

Die Wühlgefüge lassen erkennen, daß es sich bei ihnen nicht um Formen handelt, die nach Seilacher 1967 für tiefe Meeresbereiche charakteristisch sind.

Alle anderen im Schliff feststellbaren Reste sind zu selten, um bathymetrische Aussagen zuzulassen; sie könnten in jedes Sediment eingeschwemmt sein.

Das Sediment selbst gibt kaum Hinweise; die wirre Lagerung der Prodissoconche ist nicht durch unruhiges Wasser erzeugt, sondern das Ergebnis eines ruhigen Abregnens der Reste. Der reichlich vorhandene Kalkmikrit schließt sehr große Tiefen aus, die färbenden Eisenmineralien und Tonpartikel des Gesteins lassen noch den Einfluß des Liefergebietes erkennen.

Der Ablagerungsraum läßt sich, betrachtet man alles in allem, nur sehr kursorisch als bathyal bestimmen.

Im Profil Scheibelberg II folgt über den hier beschriebenen Gesteinen eine 10 cm dicke Breccienbank (10—0). Die Komponenten der Breccie sind mannigfaltig in Größe wie in Fazies. Neben größeren Schollen von Kalkbänken finden sich — in der Mehrzahl — rundliche Gesteinsstücke mit Durchmessern von 2 cm. Die Grundmasse besteht aus ± 2 mm großen Fossil- und Gesteinsschutt-Brocken. Die Komponenten zeigen drei mikrofazielle Typen:

a) Muschelschalen-Ammonitenbrut-Biomikrit; z. T. Biosparit; (s. Taf. 4, Fig. 4);
b) Muschelschalen-Biomikrit (s. Taf. 4, Fig. 3);
c) fossilführender Biomikrit.

Die jüngsten Gesteine mit der Fazies a und b müssen noch in plastisch-zähem Zustand transportiert worden sein; ihre Ränder sind weich und fließend, gehen sogar manchmal ohne Grenzen in die Grundmasse über. Etwa zähere Komponenten zeigen Zerrungsrisse. Ältere Gesteine mit Fazies a und b waren bereits mit Spat zementiert: man findet nämlich in der Breccie auch mechanisch nicht verformte Brocken von Muschelschalen-Ammonitenbrut-Biosparit (s. S. 103). Wäre das Ge-

stein vor Ausfällung des Spats transportiert worden, wäre das »Spreizgefüge« der Schälchen zusammengebrochen.

Die Komponenten der Fazies c waren vor der Umlagerung alle verfestigt: die Korngrenzen sind scharf, Fossilien lagen schon als Steinkerne vor und zerbrachen beim Transport.

Die Grundmasse besteht aus kleinen Bröckchen der drei angegebenen Fazies, zum großen Teil aber aus Echinodermen-Schutt und anderen Fossilresten. Die Lagerung ist wirr, manchmal wird eine leichte Gradierung angedeutet.

Entstanden ist die Breccie wohl durch submarine Gleitung; es fehlen alle Hinweise auf eine Aufarbeitung der Ausgangsgesteine durch bewegtes Wasser. Abgesehen davon, daß solche Rutschungen keines besonderen Anlasses bedürfen, gibt es im kalkalpinen Bereich genügend tektonische Unruhe, die Anlaß zum Abgleiten von Schichten gegeben haben könnten.

Über der Breccie setzt mit zwei kalkigen Bänken und dann rein kieseligen Abfolgen der Radiolarit ein, über den weiter unten berichtet werden soll.

Die Ammonitenzonen des Aalenium der Kammerker

Die Ammonitenfaunen des Aalenium der Kammerker sind so reich, daß die stratigraphische Gliederung der Profile meist keine Schwierigkeiten macht. Andererseits sind, da es nicht möglich war, große Flächen abzubauen, die Artenlisten sicher noch unvollständig. Fossil belegen konnte ich im Aalenium der Kammerker die *scissum*-, die *murchisonae*- und die *concava*-Zone (s. Abb. 1 und 2).

Die Grenze Toarcium/Aalenium ist in meinen Profilen nicht erschlossen; die unterste nachgewiesene Zone ist die *s c i s s u m* - Zone (U ?455—320, SII ?260 bis 150) mit *Tmetoceras scissum, Phylloceras perplanum, Ph. baconicum, Ph. loczyi, Holcophylloceras, Ptychophylloceras tatricum, Megalytoceras rasile, Leioceras comptum, L. paucicostatum, Erycites modestus.* Die Gesamtfauna besteht zu 40 % aus Phylloceraten (davon 10% *Ptycho-* und *Holcophylloceras),* zu 20% aus Lytoceraten und zu 40% aus Ammonitinen. Über die geographische Verbreitung der Arten wage ich nichts auszusagen; es scheinen nichtmediterrane Arten sehr häufig zu sein, doch halte ich dies nur für eine Folge mangelnder Beobachtungen in den Alpen. Je besser ein Gebiet mit mediterranen Schichten des Aalenium bearbeitet wurde, desto mehr scheinbar rein »nichtmediterrane« Ammonitina wurden bekannt (Bakony, Geczy 1966, 1967; San Vigilio, Vacek 1886). Obwohl der Grenzbereich zum Toarcium nicht erschlossen ist, glaube ich, daß es eine *opalinum*-Zone — zwischen dem Toarcium und der *scissum*-Zone eingeschaltet — im Kammerker-Gebiet nicht gibt; es scheint *Tmetoceras scissum* zusammen mit Leioceraten direkt über der *aalensis*-Zone des Toarcium einzusetzen. Zwei Gründe bestärken meine Annahme: weder Hahn (1910: 379 ff.) noch Vortisch (1934, 1938) geben in ihren sehr detaillierten Fossillisten und Profilen irgendeinen Hinweis auf Faunen einer typischen *opalinum*-Zone. Dazu kommt, daß die im obersten Toarcium der Kammerker zu beobachtende blühende Entwicklung der Dumortierien (Fischer 1966:

70) als nächsten evolutiven Schritt Formen der Gattung *Tmetoceras* geradezu herausfordert; man kann sich zwischen den jüngsten Dumortierien und dem ältesten *Tmetoceras* keinerlei Entwicklungslücke vorstellen.

Über der *scissum*-Zone folgt im Aalenium der Kammerker die *murchisonae*-Zone (U 320—225, SII 150—0, unterer Teil).

Die Untergrenze ist im Profil Unkenbach mit dem ersten Auftreten des *Erycites intermedius* gezogen, der in sorgfältig beschriebenen Profilen nur aus dem höheren Aalenium gemeldet wird (Geczy 1966:94), die Obergrenze wird im Unkenbach durch die ersten Ammoniten der Untergattung *Ludwigella* markiert. Im Profil SII tritt an der Untergrenze der Zone erstmals die *Staufenia* aff. *opalinoides* auf; die Obergrenze kann mangels Fossilien nicht gezogen werden. Vergleicht man die Gesteine der Profile U und SII, so könnte die *concava*-Zone etwa im Niveau SII 90 beginnen.

Die Ammonitenfauna der Zone umfaßt:

Phylloceras baconicum, Ph. loczyi, Ph. perplanum, Holcophylloceras ultramontanum, Ptychophylloceras tatricum, Calliphylloceras supraliasicum hastaesimile, Megalytoceras rasile, M. rubescens, Staufenia aff. *opalinoides, Ludwigia* sp., *L. subtuberculata, L. bradfordensis, L. murchisonae, L. helvetica, L. baylii, Erycites intermedius, E. modestus, E. punctus.*

Von der Gesamtzahl der gefundenen Exemplare sind 50% Phylloceraten, 10% Lytoceraten und 40% Ammonitinen. Der Anteil der Ammonitinen bleibt also gegenüber der *scissum*-Zone gleich, die Phylloceraten nehmen auf Kosten der Lytoceraten zu.

Die oberste Ammoniten-Zone des Aalenium der Kammerker ist die *concava*-Zone (U 225—0, SII, 150—0, oberer Teil), deren Untergrenze durch das Auftreten der Untergattung *Ludwigella* bestimmt ist. Im Profil SII zeigen sich über dem Niveau 90 so viele fazielle Übereinstimmungen mit der *concava*-Zone des Profils U, daß man diese Teile sicher parallelisieren kann. Die Obergrenze der Zone bildet in beiden Profilen der Fazieswechsel zum Radiolarit; im Profil U wurde 10 cm unter dieser Grenze eine *Ludwigella* gefunden, die Merkmale sehr später Formen — hohen Windungsquerschnitt, engen Nabel und mäßig starke Berippung — aufweist (s. Rieber 1963:66).

Die Ammonitenfauna dieser Zone ist arten- und individuen-ärmer als die der liegenden Zonen. Vermutlich vertreiben die gleichen ökologischen Faktoren die Ammoniten Mega-Fauna, die den Wechsel der Mikrofazies im höheren Teil der Zone bewirken. Die Fauna: *Phylloceras baconicum, Ph. perplanum, Megalytoceras rasile, M. rubescens, Ludwigella* sp., *L.* sp. indet., *L. rudis, L. arcitenens, L.* aff. *micra, Erycites reussi cesteriformis.* Der Artenzahl nach überwiegen bei weitem die Ammonitinen, der Individuen-Zahl nach besteht die Fauna aus 50% Ammonitinen, 40% Phylloceraten und 10% Lytoceraten.

Das Alter der Untergrenze des Radiolarits

Unter Radiolarit verstehe ich bunte, kieselige Gesteine — meist rot, aber auch grün und schwarz —, deren biogener Anteil mindestens 70% beträgt und von Radiolarien gebildet wird. Für dieses Gestein, das in den Juraprofilen der nördlichen Kalkalpen wie auch in vielen anderen mediterranen Abfolgen charakteristisch ausgebildet ist, gibt es eine Reihe von lokalen Namen, die MILLER (1963:58) zuletzt zusammengestellt hat. Abwechslungsreicher sind nur noch die Angaben über das Alter der Untergrenze des Schichtkomplexes.

In den Profilen SII und U gelang es nun, zumindest für den Bereich der Kammerker den Sedimentationsbeginn des bis zu 25 m mächtigen und von tithonischen Hornsteinkalken überlagerten Radiolarits zu erfassen.

Im Profil U liegt 10 cm unter der ersten, hier schwarzen Radiolaritbank noch eine *Ludwigella* der *concava*-Zone; im Profil SII fehlt zwar ein datierender Ammonit, dafür kann an diesem Profil sehr gut der sedimentäre Übergang der kalkigen in die kieselige Serie untersucht werden. Proben aus mehreren Bänken über dem Niveau 0 ergaben, daß in den beiden untersten Bänken des Radiolarits noch lagenweise Einschaltungen des Schalen-Biomikrits auftreten; in beiden Bänken zeugen auch wiederholte Bänder von Resediment-Brocken von der Fortdauer der am Ende der *concava*-Zone die Bank aus Rutschungsbreccie (s. S. 104) bedingten kleinen Bodenunruhen.

Biologische und geologische Merkmale schließen also eine Zeitlücke zwischen dem liegenden Rotkalk und dem Radiolarit aus, so daß der Radiolarit im Kammerker-Gebiet an der Grenze Aalenium/Bajocium einsetzt.

Diese Einstufung ist für das Kammerker-Gebiet neu — obwohl ihr die von GARRISON 1964 getroffene Zuordnung in die *opalinum*-Zone sehr nahe kommt — und erscheint für den bayerisch-nordtiroler Raum sehr tief. Für das Gebiet der Kammerker beschrieb HAHN (1910: 389) den Radiolarit im Kapitel „Oberer Jura". Die von ihm beobachtete Überlagerung von mittelliasischen Kalken durch Radiolarit und das Vorkommen von Radiolaritbänken im Mittellias selbst ist, wie wir seit den Arbeiten von VORTISCH wissen, durch schichtparallele Rutschungen bewirkt. VORTISCH selbst zählt den Radiolarit auch dem Oberjura zu.

Obgleich HAHN (1910: 390) keine Schichtlücke zwischen den liegenden Gesteinen und dem Radiolarit sieht, zögert er, den stratigraphisch richtigen Schritt zu tun und die Radiolarit-Untergrenze in den Dogger (nach seinen Kenntnissen sogar an die Unter-/Mitteljura-Grenze) zu legen. Diese Hemmung beruht wohl auf der Wunschvorstellung, daß der im Gelände leicht erkennbare Radiolarit als ein Leithorizont der nördlichen Kalkalpen überall zeitgleich einsetzen müsse. Zur Zeit HAHN's wiesen die wenigen Fossilfunde dem Radiolarit ein malmisches Alter zu.

Ähnliches findet sich bei GILLITZER (1913:182), der im östlich an die Kammerker anschließenden Reiteralp-Gebirge Radiolarit über datierbarem Lias einsetzen läßt, das kieselige Gestein jedoch ohne Begründung dem Oberen Jura zurechnet. Dagegen rechnet KRAUSS (1914:130), der nordöstlich an die Kammerker anschlie-

ßend arbeitete, den Radiolarit, da er Schichten mit *Coeloceras* sp. überlagert, folgerichtig zum „Liasgebiet".

Kühnel (1939:210) läßt die Sedimentation der Radiolarienkieselkalke der ganzen Salzburg-Berchtesgadener Alpen gleichzeitig und schlagartig mit dem beginnenden Dogger einsetzen, obwohl für diese großräumliche Aussage die notwendigen fossilen Belege fehlen; er schießt völlig über das Ziel hinaus, wenn er darüberhinaus seinen Leithorizont — diesmal leitend an der Lias/Dogger-Wende — durch die Chiemgauer und Bayerischen Alpen bis ins Allgäu zu verfolgen können glaubt.

Die jüngste Arbeit über das Berchtesgadener Gebiet von Barth 1968 drückt sich dahingehend aus, daß das Alter der Radiolarit-Untergrenze „zwischen sicher belegtem Lias und Malm nur grob mit ?Dogger bis Malm anzugeben (sei)".

Westlich der Kammerker-Gruppe ist — bleibt man in derselben tektonischen Einheit des Tirolikums — Radiolarit erst wieder in größerer Verbreitung im Sonnwendgebirge anzutreffen. Dort liegen über rotem, liasischem Kalk die Radiolariengesteine, die nach Wähner (1903:117) den Dogger und vielleicht auch einen Teil des oberen Jura vertreten sollten; neuerdings gibt Wendt (1969:225) die Verbreitung der Rotkalke bis ins obere Oxfordium (*transversarium*-Zone) an.

Nördlich der Kammerker-Gruppe, dort allerdings dem Bajuvarikum zugehörig, findet sich Radiolarit auf Blatt Marquartstein und Blatt Bergen. In der neuesten Bearbeitung des Blattes Marquartstein nennt Franz (in Ganss, 1967:69 ff) im Liegenden des Radiolarits noch eine *Choffatia* sp., die bis in das mittlere Callovien reichen kann. In Kombination mit den Lagerungsverhältnissen setzt Franz die Untergrenze des Radiolarits mit der Dogger/Malm-Grenze gleich. Auch auf Blatt Bergen wählt auch Ganss (1956:26) diese Einstufung, zumal der Radiolarit unterlagert werden kann von Kalken, die dem mittleren bis oberen Dogger entsprechen.

Eine Diskussion weiterer Einstufungen führt über diese Arbeit hinaus und soll einer späteren Studie vorbehalten bleiben. Als Ergebnis kann genannt werden:

1. Der Radiolarit beginnt im Kammerker-Gebiet mit dem Bajocium;
2. Die Untergrenze des Radiolarits ist in den Nordalpen keinesfalls gleich alt. Sie scheint jedoch in einigen Teilbereichen mehr oder weniger gleichzeitig einzusetzen. Darauf deuten die meisten Berichte aus dem Bajuvarikum, die den Radiolarit im Callovien oder an der Dogger/Malm-Grenze einsetzen lassen.

Zur Sedimentation und Diagenese des Radiolarits der Kammerker

In den Profilen U und SII wurden den untersten Radiolarit-Bänken Proben entnommen, um den Fazieswechsel zwischen dem liegenden Rotkalk und dem Radiolarit untersuchen zu können. Im besser erschlossenen Radiolarit-Teil des Profils SII wurden auch aus den folgenden Bänken, bis hinauf zu 3 m über dem Top des Rotkalkes, Proben untersucht. Die Gesteine wurden in petrographischen Dünnschliffen, in Dickschliffen und in Folienabzügen (s. Germann 1965) studiert.

Es werden zunächst Beobachtungen zur Sedimentation dargestellt.

Der Übergang aus der Muschelschalen-Biomikrit-Fazies zu der schon äußerlich sehr verschiedenen Radiolarien-Fazies vollzieht sich sehr schnell im Bereich dreier Bänke. Radiolarien kommen, stets untergeordnet unter Prodissoconche und Cephalopodenbrut, in den höchsten Partien des Rotkalkes bereits vor. In der untersten Radiolarit-Bank sind die Radiolarien dagegen gesteinsbildend; der biogene Anteil, fast nur aus Radiolarien-Schälchen bestehend, erreicht bis zu 80%. Die Matrix ist mikritisch. Lagen von Prodissoconchen und eingerutschtem, brecciösem Material an der Basis, in der Mitte und an der Oberfläche der zwei untersten Radiolarit-Bänke belegen das Nachklingen der Sedimentations-Verhältnisse des Rotkalkes. Auch die Kalksedimentation setzt mit Beginn des Radiolarits nicht aus; die Radiolarien sind stets mikritisch eingebettet, selbst in Bänken 3 m über der Untergrenze, die heute völlig verkieselt als Jaspis vorliegen, finden sich noch Anzeichen ursprünglicher mikritischer Matrix (s. S. 112). Gegen eine Zeitlücke zwischen Rotkalk und Radiolarit spricht auch die Art der Vermengung von eingerutschtem und einbettendem Material: es sind Strukturen zu sehen, die nur deutbar sind, wenn das gerutschte Material zumindest teilweise noch in plastischem Zustand wieder eingebettet wurde.

Im Stoffbestand der eingerutschten Sedimente (Schalen-Biomikrit, Cephalopodenbrut-Biomikrit, Echinodermen-Biomikrit, eckige Kieselbrocken) fallen die eckigen Kieselbrocken auf. Diese selten zu findenden Komponenten sind kaum angerundet, wasserklar und einheitlich strukturiert, grau bis hellbraun, bis zu 3 mm groß. Sie sind ein Hinweis darauf, daß die rutschenden Schichten über — schon vorher durch Rutschung vom Hangenden befreite — freiliegende und bereits verfestigte Hornsteinkalke glitten und dabei einzelne Kieselbrocken mitnahmen. Die Hornsteinkalke sind im Kammerker-Gebiet unter- bis mittelliasisch.

Die Einlagerungen von Muschelschälchen und Zwischenschaltungen eingerutschter Sedimente sind im Profil SII mit der dritten Radiolarit-Bank beendet. Die Gesteine bestehen nur noch aus Radiolarien (bis zu 80% des Gesteins), davon etwa 1% Nassellarien, sonst Spumellarien. Größere und kleinere Exemplare sowie die unterschiedlichen Formen sind ohne Sonderung abgelagert; gelegentlich deuten tonige Substanzen eine Schichtung an, die stets parallel zu den Bankungsfugen verläuft. Das Sediment besitzt alle Anzeichen eines ruhigen Absatzes. Die Matrix war ursprünglich mikritisch.

Nur kurz soll hier die Frage nach der Ursache des Fazies-Wechsels gestellt werden. Der Wandel von rotem Knollenkalk zu Radiolarit ist nicht nur in den nördlichen Kalkalpen ein häufig feststellbares Phänomen, man trifft auf ihn in den südlichen Kalkalpen ebenso wie in den Apenninen, den Dinariden, den griechischen wie den ungarischen Jura-Serien. Der zeitliche Einsatz ist, oft sogar in nahe gelegenen Profilen, unterschiedlich ausgebildet.

Die große regionale Verbreitung gleichartiger Sedimente schließt aus, daß die Fazies zufällige Naturereignisse — wie z. B. lokales Eindriften von Radiolarien-Schwärmen — widerspiegelt. Großräumig dagegen würden wirken: Veränderungen des Klimas, Auftreten von kieselsäure-zuführendem Vulkanismus, Verstärkung der Kieselsäure-Zufuhr vom Land, Bahnverlagerung kalter Strömungen oder Änderungen der Bathymetrie des Ablagerungsraumes.

Veränderungen klimatischer Faktoren dürften für eine Erklärung des Auftretens des Radiolarits ausscheiden; sie können sicher nicht den gleichartigen Sedimentationswechsel in geographisch auch im Jura so verschiedenen Breiten wie den n' Kalkalpen und etwa des Pindus-Troges ausdeuten. Kieselsäure-zuführender Vulkanismus ist in dem in Frage kommenden Zeitabschnitt in den n' Kalkalpen ganz selten beobachtet und nur schwer mit dem Radiolarit in Verbindung zu bringen. Darüber hinaus liegt keine rezente Meldung eines Zusammenhanges zwischen Vulkanismus und einer Radiolarien-Fauna vor (s. a. Beckmann 1953:324). Dagegen ist dieser Zusammenhang erkannt bei verstärkter Kieselsäure-Zufuhr vom Land her (Woolnough nach Beckmann 1953). Nun haben aber Bien, Contois & Thomas 1959 im Mississippi-Mündungsgebiet festgestellt, daß fast keine der vom Fluß zugeführten Kieselsäure ins freie Meer gelangt; sie wird im Flachwasser bereits organisch oder anorganisch gefällt. Für eine Flachwasser-Natur der mediterranen Radiolarite fehlt jeglicher faunistische Beweis.

So blieben als wirkende Faktoren der Einfluß neu auftretender kalter Strömungen und Änderungen der Bathymetrie zu diskutieren. Das Mitwirken von Strömungen am Einsatz des Radiolarits kann nicht ausgeschlossen werden; so könnte das oben angedeutete etwa gleichzeitige Auftreten der Radiolarien-Fazies in einzelnen, Orogen-parallelen Streifen der n'Kalkalpen durchaus von Strömungen bewirkt sein. Hauptursache für den Fazieswechsel Rotkalk/Radiolarit dürfte jedoch eine Vertiefung des Ablagerungsraumes gewesen sein: wir beobachten vom Rotkalk zum Radiolarit hin eine zunehmende Einseitigkeit des biogenen Faziesanteils; wir finden schließlich nur noch pelagische Faunen-Elemente, jeder biologische Hinweis auf flaches Wasser fehlt. Über die Tiefe des Beckens sagen die untersuchten Profile nur wenig aus; da aber die Radiolarien mikritisch eingebettet wurden, sollte eine Meerestiefe von 4000 m, die ± die Untergrenze der Kalksedimentation ist, nicht unterschritten worden sein.

Im folgenden werden die Beobachtungen zur D i a g e n e s e dargestellt. Es soll dabei versucht werden, das Gesehene in eine zeitliche Ordnung zu bringen, um einen Eindruck vom Verlauf der Diagenese zu vermitteln. Schlüsse auf chemische und physikalische Bedingungen während der Diagenese werden jedoch nicht gezogen. Die Beobachtungen entstammen Bänken 2 bzw. 3 m über der Basis des Radiolarits im Profil SII. Sie sind zusammengestellt in der Abb. 3.

Die auf den Meeresgrund absinkenden Radiolarien waren abgestorben und frei von organischer Substanz. Anders ist es nicht erklärbar, daß von den Radiolarien einer Schliff-Fläche etwa 90% mit Mikrit erfüllt sind (s. Taf. 5, Fig. 1). Die restlichen 10% blieben nach der Ablagerung zunächst hohl.

Der erste diagenetische Vorgang war die F ü l l u n g der 10% hohler Radiolarien mit Kalkspat bzw. sphärulitischem Chalzedon. Es handelte sich dabei wirklich um eine Neufüllung; Hinweise auf Verdrängung oder Umkristallisation einer vorhergehenden Hohlraum-Füllung fehlen. Die kalzitisch gefüllten Radiolarien sind in parallelen Bändern anzutreffen, die mit Bändern mit Chalzedon erfüllter Radiolarien wechseln. Im Schliff läßt sich keine Abhängigkeit dieser band-artigen Anordnung von primären Sedimentstrukturen erkennen, so daß man annehmen

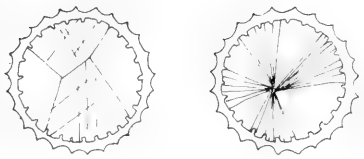
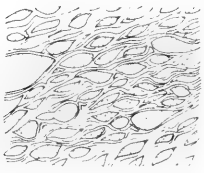
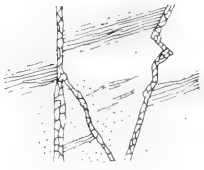
	Prozeß	Morphologie
Verfestigung	Hohlraum - Füllung	
	Lösung der Schale Ersatz durch Mikrit	
	Verkieselung	
	Sprossen von Kalzit	
Tektonik	Flaserung	
	Klüftung	

Abb. 3: Der zeitliche Ablauf der Diagenese im Radiolarit der Kammerker

muß, daß die zonierte Verteilung von Kalzit oder Chalzedon auf bank-parallele gleichartige physiko-chemikalische Bedingungen zurückzuführen ist.

Der Hohlraum-Füllung folgt die Auflösung der kieseligen Radiolarien-Schale, an deren Stelle selten Kalkspat, meist Mikrit tritt. Der Mikrit ersetzt die Schale so, daß er die häufig noch erhaltene Außenskulptur nachprägt; er hebt sich durch eine etwas dunklere Färbung von der mikritischen Matrix ab. Der Vorgang zeigt, daß das Gestein noch nicht verfestigt war, der Kalkschlamm war noch beweglich.

Der nächstfolgende diagenetische Vorgang ist die Verdrängung der ursprünglich mikritischen Matrix durch Mosaikquarz: die Verkieselung. Bei der verdrängenden Kieselsäure handelt es sich wohl um die aus den Radiolarienskeletten gelöste Substanz. Ob daneben schon primär anorganische Kieselsäure im Sediment verteilt war, konnte nicht nachgeprüft werden; in den noch heute mikritischen, nicht verkieselten, untersten Bänken der Radiolarit-Serie im Profil SII fand sich kein Hinweis auf andere Kieselsäure im Sediment als die der Radiolarien. Der verdrängte Kalk des Mikrits wandert nicht ab; die Mikrit-Teilchen schließen sich durch Sammel- oder Neukristallisation zu Kalzitkriställchen mit durchschnittlichen Größen von 3,5 μ zusammen, selten erreichen sie auch 20 μ. Der Mosaikquarz kann bei seinem Wachstum — was allerdings nur selten beobachtet wurde — auch den sphärulitischen Chalzedon der Radiolarien-Füllung verdrängen (s. Taf. 5, Fig. 3).

In den Schliffen, besonders aber in Folienabzügen, fallen gerundete Körper auf, in denen die ursprünglich mikritische Matrix trotz der sonstigen Verkieselung des Gesteins noch erhalten ist (s. Taf. 5, Fig. 2). Diese Partien sind regellos, ohne Bindungen an sedimentäre Merkmale in jeder kieseligen Bank zu finden. Sie zeigen mit ihrer statistischen Verteilung, daß die Verkieselung unter Bedingungen verlief, die unabhängig waren von der Ausgangsstruktur des Sediments.

Mit Ablauf der Verkieselung ist auch die Verfestigung des Gesteins abgeschlossen. Ein Vorgang, wie z. B. die Sediment-Setzung ist damit nicht mehr möglich. Setzung in mikritischen Gesteinen wird selten beschrieben, ich möchte hier nur einige Daten geben. In den Schliffen des Profils SII ist die Setzung des Sediments an zwei Kriterien ablesbar: a) an der Verkürzung des vertikalen Durchmessers der mit Mikrit gefüllten Radiolarien (die nur vertikale Deformation der ursprünglich kugeligen Radiolarien durch Setzung ist im Schliff nicht immer leicht von der ebenfalls die Achsen verkürzenden, aber schräg deformierenden Flaserung zu unterscheiden); mit Spat oder Chalzedon gefüllte Radiolarien werden von der Setzung nicht deformiert; b) an der Verkürzung von senkrecht zur Schichtung laufenden Klüftchen, die noch vor der Setzung aufrissen und mit Kalzit verheilten (Taf. 5, Fig. 4). Nach a) hat sich das Sediment um 25% seiner Ausgangsmächtigkeit gesetzt; aus b) ergibt sich der Wert von 20%.

Die folgenden Vorgänge sind spätdiagenetisch. An die Verkieselung schließt sich zeitlich das Neuaufsprossen von Kalzit an und die Verdrängung von Quarz. An größeren kieseligen Komponenten kann man beobachten, wie sich vom Rand her Kalzitkristalle in die kieselige Partie hineinschieben, teilweise sprossen

aber auch mitten im quarzigen Bereich idiomorphe Kalzitrhomboeder auf. Beobachtet wurden die Kalzite stets nur in einheitlich auslöschenden, quarzigen Bestandteilen, nie dagegen in Partien mit sphärulitischem Chalzedon.

Ein noch späterer Vorgang ist die Flaserung, deren Auswirkung man auch in den Radiolarit-Serien der Kammerker-Profile sehen kann. Die stark verkieselten Gesteinsteile wurden von dem Vorgang nicht betroffen, lediglich an schon sedimentär durch Lagen von Tonmineralien vorgeprägten Ablösungsflächen konnte auch der Radiolarit geflasert werden. Erkennbar ist der Vorgang an den in Richtung der Flaserung spitz-elliptisch verformten Radiolarien und der Anlagerung tonigen Materials im Druckschatten dieser Fossilreste.

Als letzter das Gestein prägende und im Schliff erkennbarer Vorgang sei die Klüftung und die Füllung der Klüfte mit Kalkspat genannt. Die Klüfte durchsetzen alle vorher beschriebenen Strukturen, sie sind also der jüngste überlieferte diagenetische Schritt in der Radialorit-Serie der Kammerker.

Schriftenverzeichnis

Beckmann, J. P.: Die Foraminiferen der Oceanic Formation (Eocaen-Oligocaen) von Barbados, Kl. Antillen. — Eclogae geol. helv. **46**, 2 : 301—412, 29 Abb., 1 Tab., Taf. 16—30, Basel 1953

Bien, G. S., Contois, D. E. & Thomas, W. H.: The removal of soluble silica from fresh water entering the sea. — Soc. econ. Paleont. Mineralogists, Spec. Publ. **7**, : 20—35, 11 Abb., Tulsa 1959

Eichler, R. & Ristedt, H.: Untersuchungen zur Frühontogenie von *Nautilus pompilius* (Linné). — Paläont. Z. **40**, 3/4 : 173—191, 4 Abb., 3 Tab., Taf. 16—17, Stuttgart 1966

Farinacci, A.: Le microbiofacies giurassiche dei Monti Martani (Umbria). — Univ. Studi Roma, Ist. Geol. Paleont., A VIII, **41**, 61 S., 17 Taf., Rom 1959

Fischer, A. G.: Fossilien aus Riffkomplexen der alpinen Trias: *Cheilosporites* Wähner, eine Foraminifere? — Paläont. Z. **36**, 1/2 : 118—124, Taf. 13—14, Stuttgart 1962

Fischer, R.: Die Dactylioceratidae (Ammonoidea) der Kammerker (Nordtirol) und die Zonengliederung des alpinen Toarcien. — Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abh., N. F. **126**, 83 S., 4 Abb., 5 Tab., 6 Taf., München 1966

Folk, R. L.: Practical petrographic classification of limestones. — Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. **43**, 1 : 1—38, 41 Abb., Tulsa 1959

Folk, R. L. & Weaver Ch. E.: A study of the texture and composition of chert. — Amer. J. Sci. **250**, : 498—510, 1 Abb., 4 Taf., New Haven/Conn. 1952

Ganss, O.: Geologie des Blattes Bergen. — Geol. Bavarica **26**, 164 S., 7 Abb., 5 Beil., 1 Prof.-Taf., 1 geol. Karte, München 1956

Ganss, O.: Blatt Nr. 8240 Marquartstein. — Erl. geol. Kte Bayern 1 : 25 000, 276 S., 33 Abb., 3 Tab., 3 Beil., München 1967

Garrison, R. E.: Jurrasic and early cretaceous sedimentation in the Unken Valley area, Austria. — Diss. Dept. Geol. Univ. Princeton, Mskr., Princeton 1964

Geczy, B.: Die jurassische Schichtreihe des Tüzköves-Grabens von Bakonycsernye. — Jb. ungar. geol. Anst. **49**, 2 : 507—549, 7 Taf., Budapest 1961

Geczy, B.: Ammonoides jurassiques de Csernye, Montagne Bakony, Hongrie. Part I. (Hammatoceratidae). — Geol. Hungarica, Sér. Palaeont. **34**, 276 S., 44 Taf., Budapest 1966

Germann, K.: Die Technik des Folienabzuges und ihre Ergänzung durch Anfärbemethoden. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **121**, 3 : 293—306, Taf. 28—29, Stuttgart 1965

Gillitzer, G.: Geologischer Aufbau des Reiteralpgebirges im Berchtesgadener Land. —

Geognost. Jh. **25** (1912): 161—227, 22 Abb., Taf. 2, 1 Prof.-Taf., 1 tekt. Kte, 1 geol. Kte, München 1913

Gümbel, C. W. v.: Geognostische Beobachtungen des Bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — 950 S., 25 Abb., 5 Ktn, 1 Bl. Gebirgsans., 42 Prof.-Taf., Gotha (Justus & Perthes) 1861

Hahn, F. F.: Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. 1. Stratigraphisch-paläontologischer Teil. — Jb. k. k. geol. R.-Anst. **60**, 2 : 311—420, 20 Abb., Taf. 16—17, Wien 1910

Hahn, F. F.: dto. 2. Teil. — Jb. k. k. geol. R.-Anst. **60**, 4 : 637—712, Taf. 24—26, 1 geol. Kte, Wien 1910

Hauer, F. v.: Über die Cephalopoden aus dem Lias der nordöstlichen Alpen. — Denkschr. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl. **11**, 86 S., 25 Taf., Wien 1856

Heitzer, I.: Die Radiolarienfauna der mitteljurassischen Kieselmergel im Sonnwendgebirge. — Jb. geol. B.-Anst. **80**, 381—406, Taf. 27—29, Wien 1930

Jurgan, H.: Genese und Fazies von Lias-Sedimenten in den Berchtesgadener Alpen. — Diss. TU Berlin, 122 S., 26 Abb., 5 Tab., Berlin 1967

Krauss, H.: Geologische Aufnahme des Gebietes zwischen Reichenhall und Melleck. — Geognost. Jh. **26** (1913) : 105—154, 9 Abb., 2 Beil., Taf. 3—4., 1 Prof.-Taf., 1 geol. Kte, München 1914

Kühnel, J.: Sedimentäre Kieselgesteine, Hornsteine und das Feuersteinproblem. — Z. dt. geol. Ges. **91**, 3 : 207—231, Berlin 1939

Miller, H.: Gliederung und Altersstellung der jurassischen und unterkretazischen Gesteine am Südrand des Wetterstein-Gebirges („Jungschichtenzone") mit einem Beitrag zur geologischen Stellung der Ehrwaldite. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. **3**, : 51—72, München 1963

Mišik, M.: Microfacies of the mesozoic and tertiary limestones of the west Carpathians. — 269 S., 101 Taf., 3 Ktn, Bratislava (Slovenska Akad. Vied) 1966

Oppel, A.: Palaeontologische Mitteilungen aus dem Museum des koenigl. Bayer. Staates. III. Ueber jurassische Cephalopoden. — Palaeont. Mitt. : 127—288, Taf. 40—50, München 1862

Perconig, E.: Microfacies of the Triassic and Jurassic sediments of Spain. — Internat. sedimentary petrogr. Ser. **10** : 1—63, 123 Taf., Leiden (Brill) 1968

Peyre, Yves: Etude sur les organismes du jurassique présentant en section taillée l'aspect de filaments. — Rev. Micropaléont. **2**, 2 : 80—87, 2 Abb., 2 Taf., Paris 1959

Radoičić, R.: Microfacies du Jurassique des Dinarides externes de la Yougoslavie. — Geologija **9** : 5—377, 165 Taf., Ljubljana 1966

Renz, C.: Paroniceraten, Frechiellen und Leukadiellen der österreichischen und bayerischen Alpen, nebst schwäbischen und französischen Vergleichsstücken. — Verh. naturforsch. Ges. Basel **36** : 200—219, Taf. 4—5, Basel 1925

Renz, C.: Die vorneogene Stratigraphie der normalsedimentären Formationen Griechenlands. — 637 S., 4+11 Abb., 4 Taf., 6 Ktn, Athen (Inst. Geol. Subsurf. Res.) 1955

Rieber, H.: Ammoniten und Stratigraphie des Braunjura ß der schwäbischen Alb. — Palaeontographica, A, **122** : 1—89, Taf. 1—8, 25 Abb., Stuttgart 1963

Riedel, W. R.: Siliceous organic remains in pelagic sediments. — Soc. econ. Paleont. Mineralogists, Spec. Publ. **7** : 80—91, 3 Abb., Tulsa 1959

Seilacher, A.: Bathymetry of trace fossils. — Marine Geol. **5** : 413—428, 4 Abb., 2 Taf., Amsterdam 1967

Senn, A.: Beiträge zur Geologie des Alpensüdrandes zwischen Mendrisio und Varese. — Eclogae geol. helv. **18** : 550—632, 9 Abb., Taf. 20—22., Basel 1924

Vacek, M.: Über die Fauna der Oolithe von Cap S. Vigilio verbunden mit einer Studie über die obere Liasgrenze. — Abh. k. k. geol. R.-Anst. **12**, 3 : 57—212, 20 Taf., 3 Abb., Wien 1886

Vortisch, W.: Oberrhätischer Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen. — Jb. geol. B.-Anst. **76** : 1—64, 4 Abb., Taf. 1, Wien 1926
Vortisch, W.: Ursache und Einteilung der Schichtung. — Jb. geol. B.-Anst. **80** : 455—496, 3 Abb., Wien 1930
Vortisch, W.: Tektonik und Breccienbildung in der Kammerker-Sonntagshorngruppe. — Jb. geol. B.-Anst. **81** : 81—96, 1 Tab., 4 Abb., Wien 1931
Vortisch, W.: Die Juraformation und ihr Liegendes in der Kammerker-Sonntagshorngruppe. Beschreibung der Aufschlüsse. 1. Westrand des Gebietes (Kammerker). — N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Abh. **73**, Abt. B : 100—148, Taf. 7—9, Stuttgart 1935
Vortisch, W.: Über schichtenparallele Bewegungen (Kammerker-Sonntagshorn-Gruppe und Osterhorngruppe). — Zbl. Miner. Geol. Paläont., Abt. B **1937** : 263—272, 272—286, 3 Abb., Stuttgart 1937
Vortisch, W.: Ein geologischer Querschnitt durch die Kammerker-Sonntagshorn-Gruppe. 1. Teil. Beschreibung der Aufschlüsse. — Abh. dt. Ges. Wiss. Künste Prag **1**, 194 S., 13 Taf., Prag 1938
Vortisch, W.: Bemerkungen zu der Schrift von R. Weynschenk über das Sonnwendgebirge. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. **1950** : 33—36, Stuttgart 1950
Vortisch, W.: Ähnlichkeiten im Bau dreier alpiner Gebirgsgruppen (Sonnwendgebirge, Kammerker-Sonntagshorn-Gruppe und Innere Osterhorn-Gruppe). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1950**, 4 : 116—125, Stuttgart 1950
Vortisch, W.: Ist der Überschiebungsbau in den rhätischen und jurassischen Gesteinen der nordöstlichen Alpen zweifelhaft? — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1963**, 7 : 358—369, Stuttgart 1963
Wähner, F.: Beiträge zur Kenntnis der tieferen Zonen des unteren Lias der nordöstlichen Alpen. Teil I—VIII. — Beitr. Paläont. Österreich-Ungarn **2—6, 8, 9, 11**, Wien 1882—1898
Wähner, F.: Das Sonnwendgebirge im Unterinnthal. Ein Typus alpinen Gebirgsbaues. — 356 S., 96 Abb., 19 Taf., 1 geol. Kte, Leipzig und Wien (Deuticke) 1903
Weynschenk, R.: Beiträge zur Geologie und Petrographie des Sonnwendgebirges (Tirol) besonders der Hornsteinbreccien. — Schlern-Schr. **59**, 66 S., 15 Taf., 3 Beil., Innsbruck 1949
Wendt, J.: Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalks im Sonnwendgebirge (Tirol, Österreich). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **132**, 2 : 219—238, 1 Beil., 1 Abb., 1 Tab., Taf. 21—25, Stuttgart 1969
Wilson, R. C. L.: Silica diagenesis in upper jurassic limestones of southern England. — J. sedim. Petrol. **36**, 4 : 1036—1049, 5 Abb., Tulsa 1966
Zanmatti Scarpa, C.: Studio di alcune „Microfacies" del Bresciano. — Boll. Serv. geol. d'Italia **78**, 4—5 : 585—607, 1 Abb., 4 Taf., Roma 1957

Tafelerläuterungen

Tafel 4

Fig. 1: *Phylloceras perplanum* Prinz aus dem Niveau 240 des Profils Unkenbach. Bevorzugte submarine Anlösung an den fein verästelten Lobenspitzen der Sutur.

Fig. 2: Subsoluierter Echinodermen-Biomikrit. Auf der Lösungsfläche lagern schwarze Rückstände, darauf wachsen Foraminiferen auf. Unkenbach 90; Folienabzug; Positiv.

Fig. 3: Muschelschalen-Biomikrit mit Wühlgefügen. Die Wühlgänge sind z. T. von mergeligen Bestandteilen befreit und daher hell (rechts); z. T. ärmer an Resten von Prodissoconchen (links). Scheibelberg II 0—10; Folienabzug; Positiv.

Fig. 4: Durch langsames und gleichmäßiges Abregnen der Schälchen verursachtes „Spreizgefüge". Hohlräume mit Spat gefüllt. Scheibelberg II 0—10; Folienabzug; Positiv.

Fig. 1: Mikritisch gefüllte Rediolarien. Unten links zwei ursprünglich hohlgebliebene, später mit Chalzedon gefüllte Radiolarien. Scheibelberg II + 10, unterste Radiolaritbank. Dünnschliff.

Fig. 2: Kalkige Partien mit unregelmäßiger Begrenzung im rein kieseligen Radiolarit. Scheibelberg II + 3 m; Folienabzug; Positiv. ×3.

Fig. 3: Verkieselter Radiolarit. Die großen grauen und schwarzen Flecken sind Quarze, die kleinen Kriställchen sind sammel- oder neukristallierte Kalzite. Scheibelberg II + 2 m; Dünnschliff; + Nicols.

Fig. 4: Durch Setzung verkürztes Klüftchen im Radiolarit. Scheibelberg II + 10; Folienabzug; Positiv.

Nachtrag

Die Arbeit „Garrison, R. E. & Fischer, A. G.: Deepwater limestones and radiolarites of the alpine Jurassic. — Soc. econ. Paleont. Miner., Spec. Publ. **14**: 20—56, 22 Abb., Tulsa 1969" konnte nicht berücksichtigt werden. Sie erschien nach der Drucklegung des Manuskriptes.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 9 117—181 München, 31. 12. 1969

Untersuchungen über den Biotop der Solnhofener Plattenkalke

Von Volkmar Janicke, München[1])

Mit 21 Abbildungen und Tafeln 6—10

Zusammenfassung

In den Plattenkalkbrüchen bei Daiting, Haunsfeld, Pfalzpaint, Painten und Hennhüll (Untertithon) wurden Untersuchungen auf Wasserbedeckung und Wasserbewegung, Einbettung von Fossilien und Lebensverhältnisse der Ablagerungsräume durchgeführt. Sichere Anzeiger für Trockenfallen wurden nicht gefunden. Durch Rippelmarken und eingeregelte Fossilien läßt sich Strömung und Oszillation nachweisen. Zahlreiche Formen von Schichtflächenstrukturen konnten als Synärese-Erscheinungen gedeutet werden. Bisher als Trockenrisse aufgefaßte polygonale Strukturen sind danach unter Wasserbedeckung entstanden. Als Folge von Synärese sind auch die rauhen Schichtflächen zu deuten. Die Kenntnis ihrer Ausbildung ermöglicht oft nachträgliche Hangend-Liegend-Orientierung von Plattenkalkstücken. Die Lage von Fossilien läßt häufig einen Auftrieb des Körpers im unverhärteten Sediment erkennen. Lebensspuren sind sehr selten. Lebensmöglichkeiten waren nur örtlich und zu gewissen, eng begrenzten Zeitabschnitten gegeben. Die im Ablagerungsbereich zu findenden Tierreste sind entweder bereits tot eingedriftet oder starben innerhalb kurzer Zeit.

Summary

This paper presents a biotope study of the lower Tithonian Solnhofen lithographic limestones. Investigations were directed at certain quarries near Daiting, Haunsfeld, Pfalzpaint, Painten and Hennhüll. Sedimentary structures and burial of fossils suggest continuity of the sea. Ripplemarks and current-oriented fossils present evidence of unidirectional water movement and oszillation. Structures on bedding planes were found to be created by syneresis. All structures thought to be mud cracks can be expained by subaquatic shrinkage. Syneresis-structures permit recognition of top and bottom even in dislocated slabs, a venture which is otherwise almost impossible. Due to differences in specific wight the animals carcasses

[1]) Dr. Volkmar Janicke, Dipl.-Geologe, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10/II.

frequently became uplifted while the sediment was still oozy. Ichnofossils are very scarce. Life was possible in restricted areas and at limited times only. The animal remains buried were either dead before they reached the bottom or were in the state of dying.

Inhalt

A. Einleitung 118
1. Historisches 118
2. Abgrenzung der Untersuchungen 121
B. Stratigraphie und Petrographie der Plattenkalkvorkommen 121
1. Daiting 123
2. Haunsfeld 125
3. Pfalzpaint 125
4. Painten 127
5. Hennhüll 127
C. Spezielle Untersuchungen 128
1. Strömungsanzeiger 128
a) Rippeln 128
b) Roll- und Schleifmarken 131
c) Eingeregelte Fossilien 132
2. Synärese 142
3. Fossil und Sediment 145
a) Erhaltung 145
b) Verteilung 147
c) Einbettung 150
d) Lebensspuren 163
D. Auswertung der Ergebnisse 164
1. Biotop 164
a) Wasserbedeckung 164
b) Wasserbewegung 167
c) Lebensmöglichkeiten 170
2. Sediment 172
a) Beschaffenheit 172
b) Genese 172
c) Diagenese 174
3. Hangend — Liegend — Orientierung 175
E. Schriftenverzeichnis 176

A. Einleitung

1. Historisches

Wie kein anderes Steinbruchgebiet im süddeutschen Raum hat das der Solnhofener Plattenkalke seit langem das Interesse in- und ausländischer Geologen und privater Sammler gefunden.

Ausgrabungen beweisen, daß bereits zu Beginn unserer Zeitrechnung die hier vorkommenden Plattenkalke von den Römern genutzt wurden.

Frischmann (1853), dem wir den ersten Überblick über Geschichte des Abbaues und bekanntgewordene Fossilien verdanken, erwähnt eine Urkunde aus dem

Jahre 1674, in der Abbaurechte bei Mörnsheim geregelt werden. Aus diesem Dokument geht hervor, »... daß schon lange vorher der technische Betrieb dieser Steine im Gange war« (FRISCHMANN 1853, S. 2).

Von höchster Bedeutung für die Ausweitung des Abbaues der Kalk-Platten war die Entdeckung der Lithographie durch SENEFELDER, dessen erste Versuche in das Jahr 1793 fallen. Seine Technik wurde um 1796 entscheidend verbessert und fand in den ersten Jahren des 19. Jahrhunderts ihre Anwendung im Großen.

Weiteren Aufschwung nahm der Steinbruchbetrieb, als 1828 WEITENHILLER begann, aus schwächeren, nicht für Hausbau oder Lithographie zu verwendenden Lagen, Dachplatten zu formatisieren.

Heute haben die Plattenkalkvorkommen für die Lithographie keine Bedeutung mehr, auch Dachplatten werden seit einigen Jahrzehnten kaum noch hergestellt. Ihre Verwendung beschränkt sich in jüngerer Zeit auf Wand- und Gartenplatten sowie „Mauersteine". Hier sind sie ein in vielen Fällen bevorzugter Baustoff.

Die beim Abbau gelegentlich zu findenden, oft hervorragend erhaltenen Fossilien erregten schon früh das Interesse der Wissenschaftler. Erste Beschreibungen verdanken wir BAIER (1730) und KNORR & WALCH (1755). Im vorigen Jahrhundert waren es vor allem v. MEYER, Graf zu MÜNSTER und WAGNER, die durch zahlreiche Veröffentlichungen Kunde von den Funden aus den „lithographischen Schiefern" gaben.

Gedanken zur Entstehung der Plattenkalke sprach als erster FRISCHMANN (1853) aus. Aus dem Fossilinhalt schließt er auf sehr ruhig sedimentierte marine Ablagerungen in Festlandsnähe. Ferner nimmt er an, daß die überlieferten Tiere meist schon tot waren, als sie auf dem Sediment zu liegen kamen.

Nach der Auffassung von NEUMAYR (1887) wurde das Material „... als feiner Kalkschlamm von einem benachbarten festen Lande herbeigebracht" (S. 318) und in Buchten, die keine freie Verbindung zum offenen Meer hatten, abgelagert.

Die Ansicht einer organischen Entstehung der Plattenkalke wurde erstmals 1889 durch v. GÜMBEL geäußert. Er vermutete, daß „... auch das Material der dichten Kalksteine zum großen Teil aus einer Anhäufung solcher Coccolithen besteht, welche entweder so dicht aufeinander gepreßt sind, daß man sie in Dünnschliffen nicht mehr einzeln unterscheiden kann, oder durch den diagenetischen Umwandlungsprozess in krystallinische Kalktheilchen übergeführt worden sind" (GÜMBEL 1889, S. 13). Diese Überlegungen konnten in jüngster Zeit FLÜGEL (1967) und FLÜGEL & FRANZ (1967) mit Hilfe von elektronenmikroskopischen Untersuchungen zum Teil bestätigen.

WALTHER (1904) gibt in seinem Werk einen damals umfassenden Überblick über Geologie und Paläontologie des Plattenkalkes. Hinsichtlich der Entstehung vertritt er die Meinung, daß in weite Lagunen Staub vom Festland eingeweht und Kalkschlamm von abgestorbenen Riffen eingeschwemmt wurde.

ROTHPLETZ (1909) kommt zu dem Schluß, daß die Ablagerungen in sehr kurzer Zeit (250—500 Jahren) erfolgt sein müßten und erklärt die Herkunft durch Einwehung gewaltiger Staubmassen von einem Festland. Zwischenzeitlich erfolgten

immer wieder Überflutungen, welche die Staublagen in Schlamm verwandelten und einebneten. Bei diesen Überschwemmungen wurden zahlreiche Meerestiere mit eingeschwemmt.

Ähnlicher Auffassung ist SCHWERTSCHLAGER (1919 u. 1926), der das Ablagerungsgebiet mit einem rezenten Wattenmeer vergleicht. Außer der Theorie der Einwehungen und Einschwemmungen wird von ihm auch die Möglichkeit chemischer Ausfällung erörtert. Besonders für die dickbankigen, festen Ablagerungen bei Zandt möchte SCHWERTSCHLAGER diese Entstehung gelten lassen (1926, S. 153).

ABEL gab in seinen Arbeiten (vor allem 1927 u. 1935) Einblick in damalige Lebensbedingungen. Auch er spricht sich für Einwehung von Festlandsmaterial in flache Meeresbecken aus.

KRUMBECK (1928a) wendet sich gegen die Theorie festländischer Einwehungen und vermutet rein marine Entstehung des Sedimentes. Er lehnt sich an die Auffassung v. GÜMBEL's an.

WIMAN (1936) denkt an episodisches Trockenfallen des Lagunenbereiches und stützt sich dabei besonders auf die eigentümliche Erhaltung von *Leptolepis*.

1940 untersuchte ROLL die genaue stratigraphische und paläogeographische Stellung der Plattenkalke.

KOLB (1951, 1961 u. 1967) beschäftigt sich besonders mit der Deutung von Marken und Spuren, die durch organische Einwirkung auf das Sediment entstanden sind.

MAYR, der durch jahrzehntelange Aufsammlungen, besonders im Gebiet um Eichstätt, zur Erforschung der Plattenkalke beitrug, veröffentlichte 1966 eine Arbeit über Fossileinbettung und 1967 einen Überblick über Paläobiologie und Stratinomie der Plattenkalke.

In den letzten Jahren wurden in verschiedenen Arbeiten des Erlanger Geologischen Institutes Neukartierungen und feinstratigraphische Aufnahmen durchgeführt (STREIM 1961, FESEFELDT 1962, BAUSCH 1963a, v. FREYBERG 1964 u. 1968, ZEISS 1964, v. EDLINGER 1964 u. 1966).

BARTHEL (1964 u. 1966) unternahm es in neuerer Zeit als erster, die Entstehung der Solnhofer Plattenkalke nach modernen Gesichtspunkten zu diskutieren.

Vorliegende Arbeit wurde im Rahmen des Schwerpunktprogrammes „Sedimentforschung" von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziell gefördert, wofür ich an dieser Stelle danken möchte. Herrn Prof. Dr. R. DEHM und Herrn Priv.-Doz. Dr. K. W. BARTHEL gebührt für zahlreiche Anregungen und Ratschläge mein herzlicher Dank. Herrn Priv.-Doz. Dr. H.-E. REINECK vom Institut für Meeresgeologie und Meeresbiologie „Senckenberg" in Wilhelmshaven danke ich für viele wertvolle Hinweise während meines Studienaufenthaltes an seinem Institut. Für zahlreiche kritische Diskussionen danke ich den Herren Drs. R. FÖRSTER, D. HERM, Chr. KLÖREN, W. JUNG, G. SCHAIRER und P. WELLNHOFER.

Schließlich ist es mir eine angenehme Pflicht, den Arbeitern der Plattenkalkbrüche zu danken, die Hinweise auf besonders interessante Lagen gaben oder mir für die Arbeit bedeutungsvolle Stücke überließen.

2. Abgrenzung der Untersuchungen

Ausgehend von den Ergebnissen BARTHEL's (1964) war es Aufgabe, weitere Erkenntnisse zur Bildung der untertithonischen Plattenkalke zu erarbeiten. Zur Untersuchung kamen die Brüche von Daiting (gröberes Material, fossilreich), Haunsfeld (zahlreiche Ammonitenreste und Grabgänge), Pfalzpaint (kräftige Rippeln, gut erhaltene Medusen), Painten (Rippeln und Rollmarken) sowie Hennhüll (Schill-Lagen, deutliche Anzeichen unruhiger Sedimentation). Verschiedentlich wurde auch auf andere Lokalitäten Bezug genommen, wenn diese besonders typisch oder für einen Vergleich von Interesse waren.

Es sollten lokale Eigentümlichkeiten der Ausbildung des Gesteins, Fossilinhalt der Bänke und die Erhaltung und Lage der Fossilien untersucht werden. Weiterhin war zu erhoffen, durch zahlreiche Richtungsmessungen von fossilen Resten klären zu können, inwieweit diese bei Wasserbewegung ihre Lage änderten und als Richtungsanzeiger zu verwenden sind.

Besonderes Augenmerk wurde auf die schon immer problematische Frage gerichtet, ob häufiges Trockenfallen oder stete Wasserbedeckung für den Ablagerungsraum typisch war. Die Geländearbeiten erstreckten sich über die Sommermonate 1964—1966. Alle folgenden Beobachtungen beschränken sich auf die während dieser Zeit zugänglichen Lagen.

Die in dieser Arbeit beschriebenen Stücke befinden sich, soweit nicht anders vermerkt, im Besitz der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München und sind unter der Nummer 1964 XXIII inventarisiert.

B. Stratigraphie und Petrographie der Plattenkalkvorkommen

Das Verbreitungsgebiet der untertithonischen Plattenkalke der südlichen Frankenalb liegt etwa zwischen Donauwörth und Treuchtlingen im Westen und Kelheim und Hemau im Osten (Abb. 1).

Wichtige Erkenntnisse über die stratigraphische Gliederung verdanken wir besonders v. GÜMBEL (1891), SCHNEID (1914), KRUMBECK (1928b) und ROLL (1940). Ihre Ergebnisse waren Ausgangspunkt weiterer Untersuchungen, die in den letzten Jahren besonders vom Geologischen Institut der Universität Erlangen durchgeführt wurden (FESEFELDT 1962, v. FREYBERG 1964 u. 1968, u. a.). Seither dürfte die stratigraphische Stellung der einzelnen Bruchreviere mit Sicherheit geklärt sein. Im folgenden wird auf die Ergebnisse Bezug genommen.

Obwohl die hellgrauen bis gelblichen, gut gebankten Ablagerungen des Weißjura zeta 1 bis zeta 3 der südlichen Frankenalb bei erster Betrachtung recht uniform wirken, ist es bei näherer Untersuchung des Materials meist möglich, unterschiedliche Ausbildung in einzelnen Bruchgebieten festzustellen. SCHWERTSCHLAGER (1919, S. 18) wies schon darauf hin, als er zur Herkunft von Fossilfunden bemerkte: »Die meisten Sachen kommen ... von der näheren Umgebung Eichstätts, wäh-

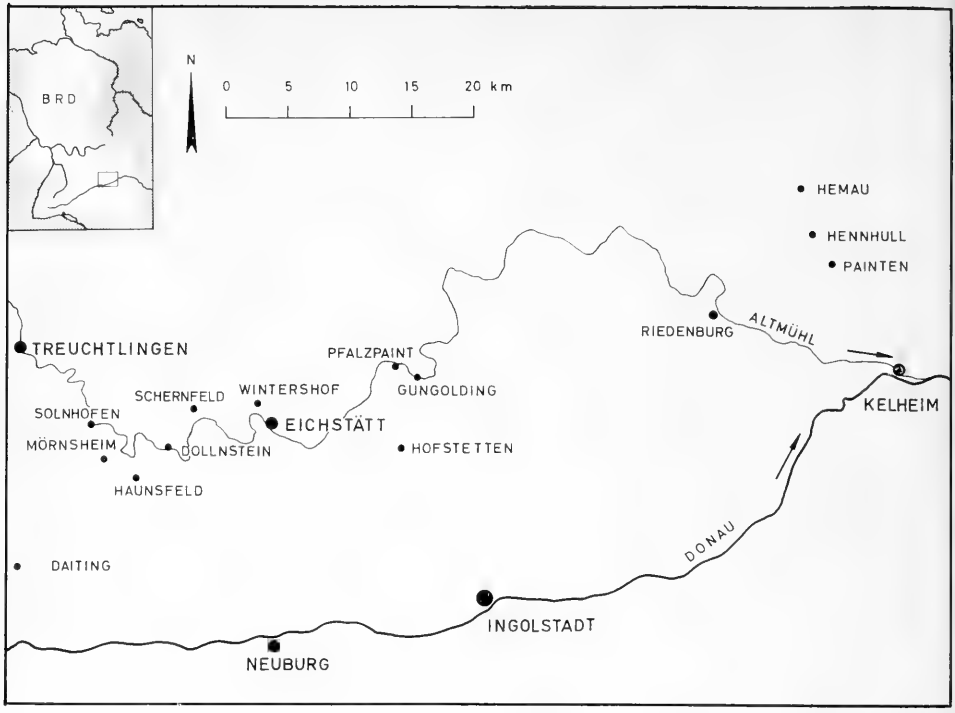


Abb. 1: Geographische Lage der wichtigsten Plattenkalk-Vorkommen in der südlichen Frankenalb.

		Weißer Jura	
Unter-Tithon	Rennertshofener Schichten	zeta 5	
	Usseltal-Schichten	zeta 4	
	Mörnsheimer Schichten	zeta 3	Daiting
	Hangende Krumme Lage und Obere Solnhofener Plattenkalke	zeta 2 b	Haunsfeld, Pfalzpaint
	Trennende Krumme Lage u. Untere Solnhofener Plattenkalke	zeta 2 a	
	Röglinger Bankkalke (pars)	zeta 1	Painten, Hennhüll

Nach Fesefeldt (1962) u. v. Freyberg (1964 u. 1968)

rend die ... auf das Konto von Solnhofen geschrieben werden. Ein Kenner vermag den Irrtum an Farbe und Qualität des Gesteins zu beweisen.« In der Tat ermöglicht die Gesteinsausbildung in zahlreichen Fällen noch nachträglich Zuordnung zu einem Steinbruchrevier. Oft sind es aber nur einige Lagen, die lokal-typische Ausbildung zeigen.

1. Daiting

Die jüngsten der untersuchten Schichten sind im Gemeindebruch Daiting (Bl. 7238, R 21 383 — H 06 780) aufgeschlossen. Fesefeldt (1962, S. 41) stellt sie, im Gegensatz zu früheren Autoren, in den Horizont der Kalkschieferfazies der Mörnsheimer Schichten, den Weißjura zeta 3r. Nach seinem Profil bilden die Tieferen Mörnsheimer Schichten das Liegende und der Kalkschiefer (Blätterflinz) das Hangende des Bruches.

Die Brüche von Daiting fanden wegen ihrer reichen Fossilfunde bei vielen Autoren Erwähnung. Der Abbau selbst ist dort seit mehr als 60 Jahren eingestellt. Walther (1904, S. 139) schreibt: „... ist südwestlich von Mörnsheim bei Daiting eine jetzt ganz verlassene, letzte Fundstelle von hohem Interesse." Weiter sagt der Autor über den Fossilreichtum: „Wenn man erwägt, daß alle diese Funde in kleinen, gelegentlichen Aufschlüssen gemacht worden sind, dann darf man wohl Daiting als eine der reichsten Fundstellen des ganzen Gebietes betrachten, und trotz ihrer Lückenhaftigkeit zeigt uns die Fossilliste das Bild einer reichbewaldeten Küste, belebt von Flugsauriern und räuberischen Reptilien, dicht neben dem tierreichen Meeresgrund" (S. 153).

Der Bruch ist heute zum großen Teil von Haldenmaterial überdeckt. Erst in letzter Zeit wurde verschiedentlich Kalkschutt zum Auffüllen von Feldwegen abgefahren, wodurch wieder größere Flächen zugänglich wurden. Mehrere Grabungen des Institutes für Paläontologie und historische Geologie, München, ergaben folgendes Profil (s. auch Abb. 2):

Hangendes: Ackerboden mit Kalkschutt

180 cm	sehr dünne, hellgraue Schichten, blätterig spaltend, fossilfrei (Blätterflinz nach Fesefeldt)
160 cm	feste und weiche Kalkbänke im Wechsel. Pflanzen, Ammoniten, Fischreste
113 cm	massige, sehr feste, kieselige Bank. Nicht in Platten zu spalten, muscheliger Bruch. Fossilfrei
20 cm	feinschichtige Kalke, weich und gut spaltend. Ammoniten und vereinzelt Pflanzenhäcksel
32 cm	feinschichtige Kalke mit Feinschutt. Fest, gut plattig spaltend. Ammoniten und Pflanzenhäcksel
12 cm	weiche, mergelreiche Zwischenlage, nicht in Platten zu spalten. Fossilarm
18 cm	zäher, grauer Kalk. Pflanzen, Ammoniten und Fischreste

	23 cm	feinschichtiger, weicher Kalk. Schlecht in den Schichtflächen zu spalten. Im Liegenden dunkelgraue Bänder. Pflanzen, Belemniten, Ammoniten, Fische
ca.	30 cm	sehr zäh, zahlreiche harte, dunkelgraue Bänder, schwer zu spalten, fossilfrei
ca.	16 cm	feingeschichteter Kalk, gut zu spalten
ca.	40 cm	nicht zugänglich
	20 cm	feinschichtige, gut zu spaltende Kalke. Die oberen 8 cm sehr fossilreich. Pflanzen, Ammoniten, Fische. Dann 4 cm Schichten mit Zwischenschaltung von dunkelgrauen, sehr harten Bändern (bis 1 mm dick). In diesem Bereich fossilfrei. Darunter wieder Fossilführung wie im hangenden Teil der Schicht
	11 cm	fester, gut spaltender Kalk. Ammoniten häufig. Über der Basis zahlreiche Lumbricarien-Reste.
	21 cm	sehr zäher, schlecht spaltender Kalk. Fossilien selten, aber gut erhalten. Pflanzen, Ammoniten, Krebse, Fische. 5 cm über der Basis besonders große Perisphinctiden.
	3,5 cm	feinstgeschichtete Kalklagen, gut spaltend. Zahlreiche Ammoniten
	17 cm	Kalk mit hohem Feinschuttanteil. Gut in dünnen Lagen spaltend. Oberster Teil fossilfrei. Dann Ammoniten häufig; Pflanzen- und Fischreste selten.

Darunter folgen, nur an einer Stelle im Hang zum Acker aufgeschlossen, feste und weiche Kalk- und Mergellagen im Wechsel. Sie scheinen fossilarm zu sein.

Das Material im Bruch bei Daiting ist also ein vorwiegend hellgrauer Kalk, der häufig lokale Verfärbungen durch Fe- oder Mn-Verbindungen aufweist. Die Bänke sind in sich feinstgeschichtet und lassen sich meist horizontal plattig spalten. Jedoch liegen die Spaltflächen häufig nicht genau in einer Schichtebene, es bleiben dann Reste einer Schicht sowohl auf der Oberfläche der liegenden, als auch auf der Unterfläche der hangenden Platte haften. Die Oberflächen zeigen dann ein rauhes, unruhiges Relief, bedingt durch zahlreiche, inselförmige Sedimentfetzen einer anderen Lage. Auf sauber gespaltenen Schichtflächen oder im Anschlag zeigen die Daitinger Platten eine rauhe Struktur. Auch Fesefeldt (1962, S. 41) wies auf einen gewissen Anteil an Feinschutt in diesen Kalken hin.

In einigen Lagen ist eine deutliche, bis 1,5 mm starke, dunkelgraue Bänderung zu beobachten. Diese Bänder sind härter und verwitterungsbeständiger als das übrige Material. Nach einer chemischen Analyse (Institut für Petrographie, München) bestehen sie aus 99,20% $CaCO_3$ und 1,12% $MgCO_3$ und unterscheiden sich somit chemisch nicht von den übrigen Schichten. Ihre Genese ist noch ungewiß.

2. Haunsfeld

Die Steinbrüche von Haunsfeld (Bl. 7132, R 30 390 — H 14 150 u. R 30 160 — H 15 000) liegen etwa 2 km NNE des Ortes. Bis vor wenigen Jahren wurde hier noch Stein gebrochen, seit 1962 ruht der Abbau. In unmittelbarer Umgebung befinden sich weitere, seit Jahrzehnten offengelassene Gruben.

Zeiss (1964) stellt die Haunsfelder Ablagerungen in die „Oberen Schiefer" (Weißjura zeta 2b) und gibt genaue Profile der Brüche Haunsfeld I (zur Straße liegend) und Haunsfeld II (etwa 120 m weiter im Wald). Während im Bruch Haunsfeld II nur die gut gebankten Schichten des zeta 2b anstehen, ist bei Haunsfeld I im Hangenden noch der unterste Teil des zeta 3 (Mörnsheimer Schichten) erschlossen (Abb. 2). Dieser „Wilde Fels" ist dickbankig und sehr zäh, mit rauhem bis muscheligem Bruch; er wurde in nachstehende Untersuchungen nicht einbezogen.

Die Kalke bei Haunsfeld sind gut gebankt, aber innerhalb der Bänke oft schlecht nach Schichtflächen zu spalten. Ihre Oberfläche ist leicht rauh und in den hangenden Bänken von zahlreichen, dicken Grabgängen durchzogen (s. S. 163). Petrographisch erscheint die Ausbildung der Ablagerungen im gesamten Profil gleichförmig. Die Kalke sind meist von mittelgrauer Farbe, selten hellgrau oder rötlich grau, die Mergelzwischenlagen sind gelb. Die Flinze sind zäh und haben rauhe Bruchflächen. Vertikalschliffe zeigen verschiedentlich eine feine Bänderung, die vielleicht auf umkristallisierte Mikroorganismen zurückgeht (Barthel 1964, S. 54).

3. Pfalzpaint

Nach v. Edlinger (1964, S. 51) liegt der erst nach 1945 in Betrieb genommene Bruch Imberg bei Pfalzpaint (Bl. 7033, R 50 760 — H 19 680) zum überwiegenden Teil in den „Oberen Schiefern" (zeta 2b). Die Grenze zum Liegenden bildet die Trennende Krumme Lage. Im oberen Teil des Bruches ist die Hangende Krumme Lage aufgeschlossen, über der teilweise noch die untersten Mörnsheimer Schichten (zeta 3) anstehen. In der Umgebung finden sich weitere, z. T. aufgelassene Brüche, die schon Walther bekannt waren (1904, S. 142).

Bedingt durch großflächigen Abbau sind die Schichten nur zum geringen Teil zugänglich. Etwa in halber Höhe des Profils wurde ein 365 cm dickes Schichtpaket auf Besonderheiten untersucht. Die Lage dieses Ausschnittes innerhalb des bei v. Edlinger (1964, unveröffentlicht) gegebenen Profils zeigt Abb. 2.

Die Oberflächen der meist dickbankigen Schichten sind oft rauh und ähneln dem Material aus Haunsfeld. Typisch ist die gelbliche Färbung der meisten Lagen. Die „Fäulen"-Schichten sind meist nur sehr schwach, oft bestehen sie nur aus einem dünnen Häutchen, das fest am Flinz haftet. Auf der Oberfläche einiger Lagen sind Kalkspatdrusen ausgebildet, die bis zu Haselnußgröße erreichen können, in der Regel liegen hier die Kristalle auf der Oberfläche der liegenden Platte und die Eindellungen auf der Unterfläche der hangenden Platte. Gelegentlich sind auch einfache Eindellungen auf Plattenoberflächen zu beobachten. Es ist möglich, daß diese Erscheinungen durch Synärese hervorgerufen wurden (s. S. 142 f.). Im Anschliff

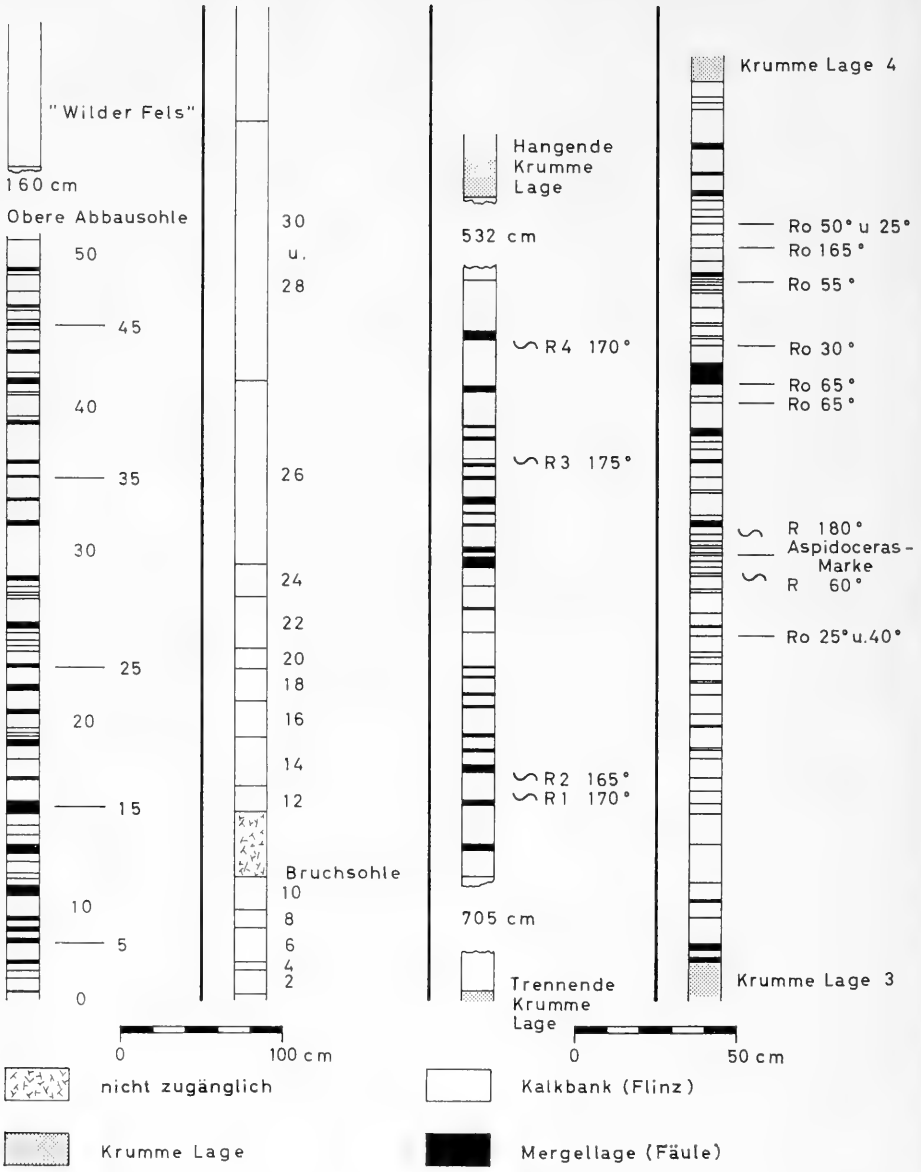


Abb. 2: Profile der Aufschlüsse Haunsfeld I, Daiting, Pfalzpaint und Rygol/Painten. Gerade Nummern = Kalkbänke; ungerade Nummern = Mergellagen; R = Rippelmarken; Ro = Rollmarken (Profil Pfalzpaint vereinfacht nach v. Edlinger 1964).

zeigen die Pfalzpaintener Kalke meist eine Struktur, die durch zahlreiche, sehr feine, helle Streifen deutlich wird und welche Aussagen über die Art der Wasserbewegung zur Zeit der Sedimentation zuläßt (s. S. 129, 166 u. Abb. 4).

4. Painten

Der große Bruch des Kalkwerkes Rygol bei Painten (Bl. 6936, R 87 240 — H 30 060) wurde von Streim (1961) im Detail aufgenommen und in mehreren Profilen veröffentlicht. Aufgeschlossen sind die hangenden Schichten der Setatus-Zone (epsilon 2) und die liegenden Schichten des zeta 1. Die Lagen der Setatus-Zone stehen mit etwa 7 Metern an. Sie bestehen aus verschiedenen starken, in der Mächtigkeit nicht lange aushaltenden Kalk-, Mergel- und Kieselbänken, die in sich feinstgeschichtet sind. Beim Anschlagen riechen sie bituminös. Ihre hangende Grenze wird von einer Krummen Lage, der dritten ab unterer Bruchsohle (= Straßen-Niveau) gebildet. Darüber setzen die Schichten des zeta 1 deutlich erkennbar ein. Es sind dünnbankige Kalke, deren Dicke in den unteren 1,50 Metern selten mehr als 2 cm erreicht, oft sogar darunter liegt. Dann beginnt eine Dickenzunahme der Platten, die nach etwa 3 Metern Gartenplatten- und Mauerstein-Stärke erreichen. Gelegentlich sind Krumme Lagen unterschiedlicher Mächtigkeit zwischengeschaltet.

Mir waren nur die Schichten zwischen den Krummen Lagen 3 und 4, die noch von Hand abgebaut werden, teilweise zugänglich (Abb. 2). Darüber findet Großabbau durch Sprengungen statt.

Die Plattenoberflächen sind meist glatt und von einem feinen Mergelhäutchen bedeckt, welches schnell in festen, hellgrauen bis gelblichen Kalk übergeht. Dieser zeigt im Schliff keine Strukturen. Typisch sind in diesem Bruch vereinzelt Lagen, die auf ihrer Oberfläche ein polygonales Netz bis zu 1 mm hoher Wülste zeigen (s. S. 143). Im Anschliff sind auch hier keine Strukturen zu erkennen, das Material erscheint homogen.

5. Hennhüll

Der Bruch Harteis bei Hennhüll (Bl. 6936, R 84 530 — H 31 460) wurde ebenfalls von Streim (1961) geologisch aufgenommen und beschrieben. Er liegt im unteren Bereich des zeta 1. Der Abbau ist z. Zt. eingestellt und Untersuchungen waren nur auf wenigen Flächen möglich. Nach Streim beträgt die gesamte Profilhöhe ca. 13,50 m und reicht, parallelisiert mit dem Bruch Rygol, im Hangenden bis zur dortigen Krummen Lage VII.

Von Streim (1961, S. 26) wurde bei Beschreibung des Bruches Harteis und des benachbarten Bruches Niebler darauf hingewiesen, daß „... in verschiedenen Kalkbänken Schillanreicherungen auf(treten)". Nach seinen Beobachtungen, die bei den neuerlichen Untersuchungen bestätigt werden konnten, besteht der Schill „... aus Resten kalkschaliger Organismen, unter denen besonders Trümmer von Crinoiden und Seeigeln auffallen" (s. o.). Diese Schalenreste, die keine Sortierung erkennen lassen, beschränken sich immer nur auf kleinere Flächen. Sie sind dann aber der-

art gehäuft, daß sie, wie auch STREIM beschrieb, einen Teil einer Bank darstellen können.

Das Material hat rauhe Bruchflächen und zeigt feinstkörnige Struktur, unterscheidet sich also hierin von anderen Plattenkalkvorkommen, sogar von den Ablagerungen aus dem nahen Painten. Häufig wurden auch Rollmarken mit gröberem Material ausgefüllt, dieses liegt dann, wenn die Platten gespalten sind, wulstförmig auf der Unterfläche der hangenden Platte.

Typisch für die Ablagerungen bei Hennhüll ist auch die unruhige Schichtenfolge, in der häufig ganze Stöße durch Aufarbeitung ausfallen. In anderen Fällen kommt es sehr schnell zu lokalen Mächtigkeitsänderungen, wobei einzelne Bänke gänzlich auskeilen können.

C. Spezielle Untersuchungen

1. Strömungsanzeiger

a) Rippeln

Rippelmarken sind in den Plattenkalken seltene Oberflächenformen. WALTHER (1904, S. 142) erwähnt sie erstmals und zwar aus den Steinbrüchen bei Pfalzpaint. BARTHEL (1964, S. 44 f.) schildert Rippeln aus den Brüchen bei Painten, SCHAIRER (1968, S. 296) aus Aufschlüssen bei Kelheim.

Mir wurden im Bruch Daiting zwei Schichten mit Rippelmarken bekannt. Sie waren als flache, höchstens 1 mm hohe, annähernd parallel laufende Wülste auf der Plattenoberfläche der Bänke 5 und 10 ausgebildet. Ihre Achse lag bei 130° bis 140°. Der Abstand der einzelnen Rippelkämme voneinander betrug im Durchschnitt 1 cm. Die Böschungswinkel waren auf beiden Seiten gleich, Luv- und Lee-Seiten also nicht zu unterscheiden. Vertikalschnitte zeigten keine inneren Strukturen. Wahrscheinlich liegen hier stationäre Oszillationsrippeln (REINECK 1961, S. 58) vor. Auch die Einregelung von Fossilien auf diesen Schichtflächen deutet auf oszillierendes Wasser (s. S. 134).

Bei Haunsfeld wurden nur im Bruch I auf der Oberfläche von Bank 50 Rippeln bekannt. Die Rippelachsen verliefen hier 35°—40°, die maximale Kammhöhe betrug 3 mm, der Abstand von Kamm zu Kamm lag bei 7—10 cm.

Abb. 3: Vertikal-Schnitt durch eine Rippel; Bruch Haunsfeld I, Bank 50.

Der symmetrische Bau spricht auch hier für stationäre Oszillationsrippeln. Die Rippeln waren nur auf einer kleinen Fläche ausgebildet; vermutlich entstanden sie in einer kurzen Periode lokal stärkerer Wasserbewegung.

Ein Vertikalschnitt durch eine der Rippeln (Abb. 3) läßt drei Schichten erkennen. Schicht „a" reicht von der durch sekundäre Einflüsse z. T. erodierten Basis bis zu einem feinen, hellen Sedimentband, welches ungestört diese Zone nach oben abschließt. In „a" ist die Rippellage ausgebildet, ihre Dicke schwankt daher zwischen 6,5 und 9,5 mm. Das ungestörte, gleichmäßige Durchlaufen der Trennschicht „a/b" spricht für ruhige Sedimentation im Anschluß an die Entstehung der Rippeln. Schicht „b" ist überall gleich dick und in ihrem Relief der Morphologie der Rippeln angepaßt. Schicht „c" zeigt in schneller Folge einen Wechsel von feinen, hellen und dunklen Lagen (5 helle Lagen), die ebenfalls ohne Störung konkordant übereinander liegen. Dieser Schichtteil ist nicht vollständig erhalten.

Aus den Brüchen bei Pfalzpaint waren Walther (1904, S. 142) zwei Lagen mit südost/nordwest streichenden Rippelmarken bekannt. V. Edlinger (1964, S. 51) erwähnt das besonders im Bruch Imberg häufige Auftreten von „Wellenflächen" und gibt ihr Streichen mit 150°—170° an. In dem rund 20 m hohen Profil sollen nach seiner Aussage etwa 50 derartige Flächen vorkommen. Diese Zahl ist wohl zu hoch gegriffen, denn in einem 3,65 m hohen Profilausschnitt, in dem sich, nach Aussagen der Arbeiter, die meisten „walzeten Lagen" befinden sollen, konnte ich nur 4 Schichten mit Rippelmarken feststellen. Ihr Streichen betrug vom Liegenden zum Hangenden 170°, 165°, 175° und 170°.

Ein Schnitt durch die Rippeln läßt Untersuchungen über ihre Genese zu (Abb. 4). Die Liegend-Grenze besteht aus einer ein bis zwei Millimeter dicken, feinstgeschichteten und ungestörten Mergelschicht. Darauf folgt eine horizontal feingeschichtete Kalklage. Diese hat eine gerippelte Oberfläche und ist 0—8 mm dick. Die Rippeln entstanden durch Auskolkung des Sedimentes. Der Schnitt zeigt, daß die Ausräumung z. T. bis auf die liegende Mergellage hinuntergriff.

Diese Rippelform „. . . das liegende Sedimentgefüge zeigt keine Beziehungen zur Lage und Gestalt der Rippelfläche" bezeichnet Niehoff (1958, S. 287) als „erosive Großrippeln". Nach seiner Beschreibung sind sie auch im rezenten Watt recht häufig. Reineck (1961, S. 57) spricht dagegen von „Erosionsrippeln" und gibt an, daß sie nur fossil bekannt sind. Schairer (1968, S. 296) beschreibt Erosionsrippeln aus dem Untertithon der Kelheimer Gegend.

Darüber zeigt der Anschliff eine Lage mit schräger Feinschichtung, wie sie für geschnittene Leeblätter von Rippeln typisch ist. Es liegen offenbar echte, nach Westen geschüttete Strömungsrippeln vor. Diese Rippeln wurden dann im Laufe der

Abb. 4: Vertikal-Schnitt durch Rippeln; Bruch Imberg/Pfalzpaint.

Ablagerung eingeebnet. Ihre obere Grenze bildet ein horizontal durchlaufendes, dünnes, helles Kalkband. Dieser Wechsel von Rippel- zu Horizontal-Schichtung läßt Schlüsse auf die Wasserbedeckung zu (s. S. 166). Es folgen wieder Strömungsrippeln in gleicher Richtung. Die Leeblätter sind aber weniger stark geneigt als in der darunterliegenden Schicht. Die Oberfläche des Stückes schließlich zeigt kräftige Rippeln, die aber nicht im Zusammenhang mit den darunterliegenden Leeblättern stehen. Es liegen also nochmals Erosionsrippeln vor.

Auch in den nahegelegenen Schöpfel-Brüchen sind Lagen mit Rippelmarken bekannt. Ein Bruch (Bl. 7033, R 50 560 — H 19 680) zeigt im Hangenden eine Oberfläche mit 135° streichenden Rippeln. Nur 11 cm darunter liegt die „obere Walzete", eine Lage mit kräftigen, 140°—145° streichenden Marken. (Diese Schicht ist den Steinbrucharbeitern deshalb besonders bekannt, weil auf ihr sehr häufig Fährten von *Mesolimulus*, angeblich aber noch nie das Tier selbst, gefunden wurden). 3,20 m darunter steht eine weitere Lage mit Rippeln an, die nur schwach ausgebildet sind und 145° streichen.

Barthel (1964, S. 47—59) gibt in seiner Beschreibung einer Plattenunterfläche aus dem Rashofer- und aus dem Rygol-Bruch bei P a i n t e n Abbildung und Deutung von Rippelmarken. Die Richtung der Rippeln im Rashofer-Bruch lag bei 60° NE. Die zweite, aus dem Rygol-Bruch stammende Platte, die der ersten sehr ähnlich ist, wurde nicht orientiert entnommen.

Im Bruch Rygol war ich bei der Freilegung einer Lage mit kräftigen, 60° NE streichenden Rippelmarken zugegen. Die Schicht lag 140 cm unter der Krummen Lage IV (nach Streim, 1961, S. 24 f.). Die Rippeln hatten die gleiche Ausbildung, wie von Barthel aus dem benachbarten Rashofer-Bruch beschrieben. Auch das von dort erwähnte, feine Polygon-Muster war vorhanden. Die Oberfläche der hangenden Platte zeigte Ammoniten-Rollmarken, die sich im spitzen Winkel kreuzen. Die Messungen ergaben Werte von 105° und 90°, sie decken sich mit den Angaben Barthel's (100° und 90°) aus dem Rashofer-Bruch. Wahrscheinlich stammen beide Platten aus der gleichen Schicht. Eine Überprüfung konnte wegen schlechter Aufschlußverhältnisse im Gelände nicht erfolgen. Die von Barthel (1964, S. 47—49) gegebene Beschreibung der Rippelmarken stimmt mit den eigenen Beobachtungen überein, es darf auf sie verwiesen werden. Die Form der Rippeln deutet nach Barthel auf „verwaschene Rippelmarken" oder „Flachstwasserrippeln". In Vertikal-Schnitten waren keine Strukturen zu erkennen, die nähere Aussagen über die Entstehung geben könnten.

Der Bruch Niebler bei H e n n h ü l l zeigt direkt über der Krummen Lage IV (nach Streim 1961, S. 24 f.) eine dünne Schicht mit sehr feinen Rippeln. Der Abstand der einzelnen Kämme liegt bei 5 mm, die jetzige Kammhöhe zwischen 0,2 und 0,5 mm. Parallele Anordnung und symmetrische Ausbildung lassen auf Oszillationsrippeln schließen. Im Vertikal-Schnitt zeigte sich keine Struktur.

b) Roll- und Schleifmarken

Marken auf der Schichtoberfläche, die durch ein Darüberrollen oder -schleifen eines Körpers entstanden sind, gehören im Bereich der Solnhofener Plattenkalke zu sicheren Anzeigern von Wasserbewegung (SEILACHER 1963, BARTHEL 1964). Erste Erwähnung und Abbildung fanden sie bei WALTHER (1904, S. 151 u. 201). Die dort beschriebene „Fährte eines noch unbekannten, großen Tieres" (Ichnium megapodium) sowie die „Kriechspur eines Dibranchiaten" wurden von SEILACHER (1963, S. 602 f.) als Rollmarken von Aspidoceras-Gehäusen identifiziert. In ähnlicher Weise fand die von ABEL (1930, S. 403 f.) besprochene „Schwimmfährte einer Thalassemydide" ihre Deutung (SEILACHER 1963, S. 603). Auch die Schwimmfährten von Undina (ABEL 1930) ließen sich zwanglos als Rollmarken torkelnder Perisphincten-Gehäuse erklären (KOLB 1961). TRUSHEIM (1934, S. 14) spricht bei der Beschreibung einer Platte aus den Brüchen bei Painten von der „Schwimmfährte eines Fisches, Abdrücken der Externseiten von Ammoniten, Schleifspuren unbekannter Herkunft . . . (und) eine(r) sehr bezeichnende(n) Fährte". Alle diese Eindrücke sind inzwischen als Marken von Ammonitenschalen erklärt (SEILACHER 1963, S. 604 f.).

Auf der Oberfläche von Bank 50 des Bruches Haunsfeld I wurde eine Marke freigelegt; sie war auf 8 Meter zu verfolgen. Ihre Richtung lag bei 140°, ihr Verlauf war etwas bogenförmig. Bei der sinusförmigen Marke zeigt ein Bogen einen kräftigen Doppeleindruck, der andere nur einen schwachen und schmalen Abdruck. Die Entfernung von Maximum zu Maximum beträgt 35—40 cm, die Höhe der Bögen 12—20 cm. Der Doppelabdruck besteht aus einem kräftigen Eindruck, neben dem noch ein zweiter, schwächerer läuft. Dieser trennt sich im spitzen Winkel von der Hauptlinie, läuft ihr dann annähernd parallel und vereinigt sich wieder im spitzen Winkel mit ihr. Dieser Bogenteil erreicht eine maximale Breite von 3—4 cm. Die Doppeleindrücke fanden sich immer nur auf einer Seite, die andere trägt nur die sehr schwache Fortsetzung des Haupteindruckes. Am Ende (oder am Anfang?) dieser Marke werden die Bogenabstände kürzer (ca. 20 cm), und beide Bogen sind nur als einfache, gleichmäßig tiefe Abdrücke erhalten. Es könnte sein, daß der Urheber dieser Marke ein mit der Spitze nach unten im Wasser treibendes, nicht mehr voll schwimmfähiges Holzstück gewesen war. Es ist dies die einzige Schleifmarke, die meines Wissens im Bruch Haunsfeld I gefunden wurde.

Sehr selten sind Schleifmarken auch in den Brüchen bei Pfalzpaint und Gungolding. Eine Platte aus dem Bruch SCHÖPFEL rechts der Straße von Gungolding nach Hofstetten zeigt Schleifmarken und Abdruck von *Rhizostomites admirandus* HAECKEL (Nr. 1962 I 102, Taf. 6, Fig. 1). Es sind Platte und Gegenplatte von je etwa 30 x 40 cm erhalten. Sie sind nicht orientiert.

Im rechten, oberen Teil der Platte beginnen die Eindrücke. Die nach unten hängenden Tentakel des Tieres hatten hier die weiche Sedimentoberfläche berührt und darin deutliche Marken hinterlassen. Sie liegen in verschiedenen Richtungen und sind offenbar bei leicht bewegtem Wasser entstanden. Dann folgt eine ca. 12 cm lange, deutliche Schleifmarke mit bis zu sechs parallelen Einzeleindrücken.

Sie endet etwa in der Mitte der Platte. Hier beginnt ein Gewirr feiner Eindrücke nach allen Richtungen, die sich allmählich nach links oben verlagern. Dort ist auch ein Teil vom Schirmrand des Tieres abgedrückt; er hat einen Durchmesser von nur 11 cm und ist unscharf in seinen Konturen. Über den linken Rand der Platte hinaus waren noch weitere Bewegungsmarken des Tierkörpers vorhanden, sie sind nicht mit geborgen worden. Nach der durch KOLB (1951) beschriebenen Meduse mit Schleifspur handelt es sich hier um den zweiten derartigen Fund.

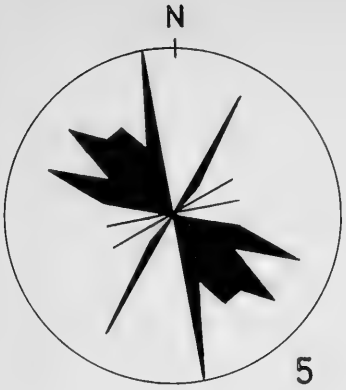
Seit der Arbeit von TRUSHEIM (1934) sind markentragende Schichtflächen aus den Brüchen bei P a i n t e n bekannt. BARTHEL (1964, S. 43—47) gibt Beschreibung und Abbildung von Platten mit Ammoniten-Rollmarken aus den Brüchen RASHOFER und RYGOL. Es handelt sich dabei um Platten, deren Unterflächen bei Besprechung der Rippelmarken behandelt wurden.

Während des Abbaues eines größeren Plattenstapels zwischen den Krummen Lagen III und IV (nach STREIM 1961) wurden im Bruch RYGOL in mehreren Schichten Bewegungsmarken eingemessen (s. Profilausschnitt Abb. 2). Die Richtungen in den verschiedenen Lagen differieren z. T. erheblich. Die Beobachtungen von BARTHEL, der auf seinen Platten zwei sich im spitzen Winkel kreuzende Systeme erkannte, konnten in weiteren Fällen bestätigt werden. Als Erzeuger der Marken dürfen wir nach BARTHEL Aptychen, Perisphincten- und Aspidoceraten-Schalen annehmen. 100 cm über der Krummen Lage III ist eine Oberfläche mit Rollmarken förmlich übersät. Urheber waren hier wohl vor allem Perisphincten-Gehäuse sowie Bruchstücke von Molluskenschalen. Die Masse der Marken wird von einigen anderen Marken im spitzen Winkel von etwa 15° überlagert. Die Hauptrichtung liegt bei 25°, die andere bei 40°.

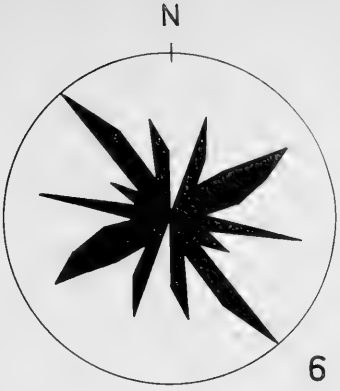
Im Bruch HARTEIS bei H e n n h ü l l fand ich zwei Schichtoberflächen mit Rollmarken von Ammoniten. Einmal über der Krummen Lage I (nach STREIM) und zum anderen eine einzelne Rollmarke über der Krummen Lage III (nach STREIM). Die Richtungen wurden mit 160° und 165° gemessen, waren also, trotz eines Höhenunterschiedes von fast drei Metern im Profil, etwa gleich.

Im benachbarten Bruch NIEBLER wurden aus dem Anstehenden keine Oberflächen mit Rollmarken bekannt. Lesesteine bezeugen aber, daß sie hier gleichfalls vorhanden sind.

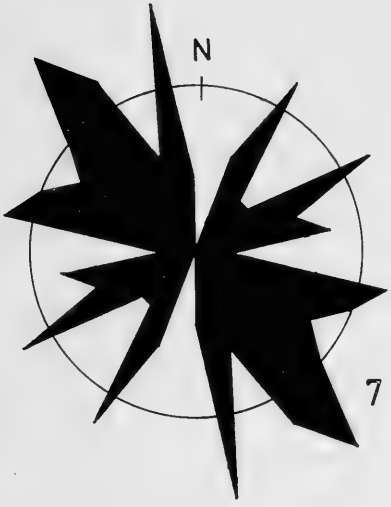
Abb. 5: Längsrichtung von Fischresten; Bruch Daiting, Bank 10 (34 Meßwerte).
Abb. 6: Längsrichtungen von Pflanzenresten; Bruch Daiting, Bank 10 (40 Meßwerte).
Abb. 7: Längsrichtung aller Fisch- und Pflanzenreste; Bruch Daiting, Bank 10 (74 Meßwerte).
Abb. 8: Längsrichtungen von Fischresten; Bruch Daiting, Bank 22 (15 Meßwerte).
Abb. 9: Längsrichtungen von Pflanzenresten, Fischresten und Ammonitenrücken; Bruch Daiting, Bank 22 (72 Meßwerte).
Abb. 10: Längsrichtungen von Pflanzenresten: Bruch Daiting, Bank 22 (49 Meßwerte).



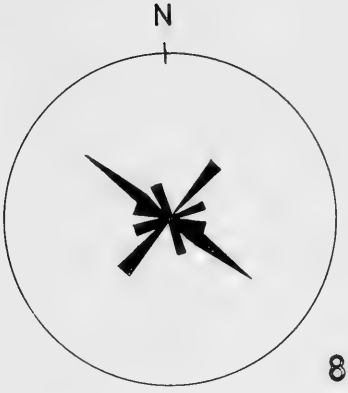
5



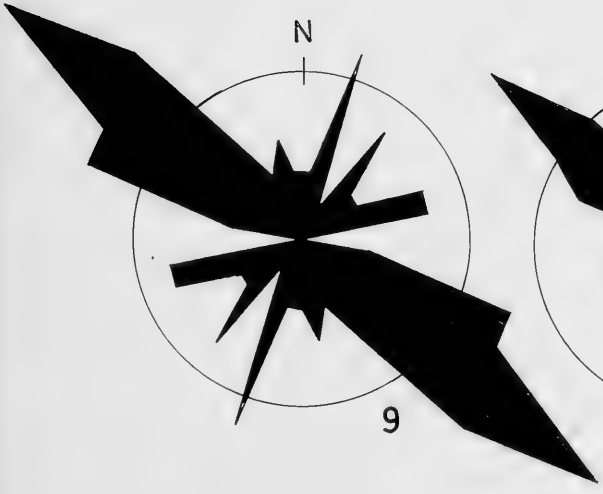
6



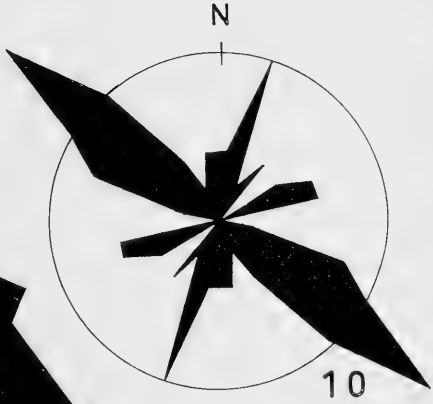
7



8



9



10

c) Eingeregelte Fossilien

Aussagen über die Einregelung von Fossilien sind nur möglich, wenn diese in genügender Anzahl in gleicher Schicht eingemessen werden können. In den meisten Lagen der Plattenkalke ist das aber, wegen der großen Seltenheit fossiler Reste, nicht der Fall.

Eine der wenigen Ausnahmen bietet Bruch Daiting. Hier kann bei systematischem Abbau eine ausreichende Zahl von Richtungen gemessen werden. In erster Linie sind es Fisch- und Pflanzenreste, die sich als Richtungsanzeiger anbieten. In Abb. 5—7 sind Meßwerte aus der besonders fossilreichen Bank 10 (Bruchsohle, s. Abb. 2) aufgetragen. Die freigelegte Fläche betrug 14 m². Abb. 5 zeigt die an Fischresten (Längsachse) gemessenen Richtungen. In das Diagramm gingen 34 Meßwerte von vollständigen Tierkörpern, isolierten Köpfen, Schwänzen und verspülten Resten ein, sofern bei letzteren eine Messung noch sinnvoll erschien. Die Darstellung ergibt deutliche Häufung der Werte in NW-SE-Richtung. Annähernd senkrecht dazu liegt ein zweites, geringeres Maximum.

In Abb. 6 sind die Richtungen von 40 Pflanzenresten dargestellt. Es handelt sich dabei um Äste und Zweigteile von *Palaeocyparis* und *Brachyphyllum*. Die Streuung der Werte ist zwar größer, aber auch hier ergeben sich zwei bevorzugte, etwa rechtwinklig zueinander stehende Richtungen. Geht man davon aus, daß sich längliche Körper bei Einregelung im bewegten Wasser gleich verhalten, sofern sie nicht einen erheblichen Gewichtsunterschied aufweisen (s. S. 141), so ist ein zusammenfassendes Diagramm von Interesse (Abb. 7). Es vereint die 74 Messungen an Fisch- und Pflanzenresten der Bank 10 und ergibt ein NW-SE streichendes Maximum. Auf der gleichen Schichtoberfläche fanden sich auch Rippelmarken (s. S. 128), ihr Verlauf lag bei 140°, also in der Richtung, in der auch die meisten Fossilien lagen. Hieraus kann auf oszillierende Wasserbewegung geschlossen werden (s. S. 168).

Von Bank 22 wurden 8,5 m² abgebaut. In ihr waren 15 Fischreste (Abb. 8) und 49 Pflanzenreste (Abb. 10) einzumessen. Die Darstellungen ergeben ein Maximum in NW-SE-Richtung und ein zweites, schwächeres im annähernd rechten Winkel dazu, sie sind mit denen aus Bank 5 also fast identisch. Ferner wurden 8 Abdrücke von Perisphincten-Rücken in der Längsachse, quer zur Berippung, gemessen. Die Werte (20°, 110°, 110°, 120°, 130°, 140°, 140°, 150°), liegen mit einer Ausnahme im allgemeinen Maximum.

In Abb. 9 sind die gesamten Messungen an Fischen, Pflanzenresten und Ammonitenrücken der Bank 22 dargestellt (72 Werte). Ein Vergleich mit Abb. 7 (74 Werte) zeigt prinzipielle Übereinstimmung der Richtungen. Die Streuungen in Abb. 7 (Bank 10) sind größer als in Abb. 9 (Bank 22). Da der Grad der Einregelung von Stärke und Gleichmäßigkeit der Wasserbewegung abhängt, läßt sich auf stärkere Wasserbewegung bei Ablagerung von Bank 22 schließen.

Die häufigen, oft weniger als 1 cm langen Kotreste (Teile verspülter Lumbricarien?) eignen sich nicht als Richtungsanzeiger, sie sind zu kurz, um eingeregelt zu werden.

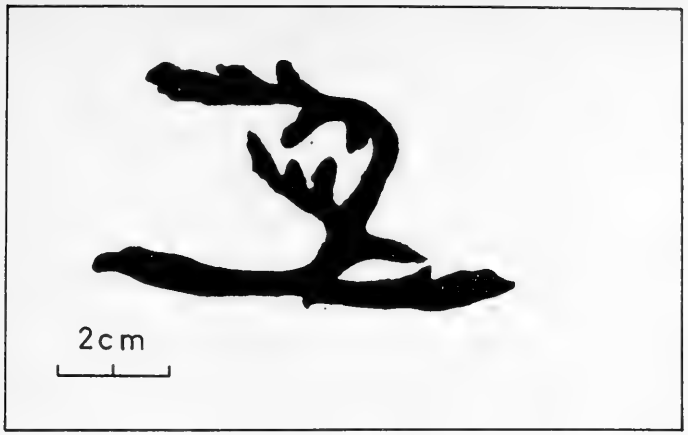


Abb. 11: *Palaeocyparis*, durch Oszillation eingeregelt; Bruch Daiting, Bank 10 (1964 XXIII 54).

Abb. 11 zeigt einen kleinen *Brachyphyllum*-Zweig aus dem oberen Bereich von Bank 10. Das Stück ist nicht vollständig erhalten. Von dem Hauptzweig gabelt sich ein Seitenzweig ab. Dieser ist etwa in der Mitte geknickt und liegt zum Hauptzweig parallel. Wahrscheinlich geschah das nach der Ablagerung. Vermutlich trieb der Rest zunächst längere Zeit im Wasser und faulte, bevor er sich auf den Grund legte. Schwache Wasserbewegung genügte dann, um ihn einzuregeln und dabei einen Teil abzuknicken. Die Richtung von 170° entspricht der allgemeinen Einregelung. Ein ähnliches Bild zeigt ein zweiter Fund aus der gleichen Schicht.

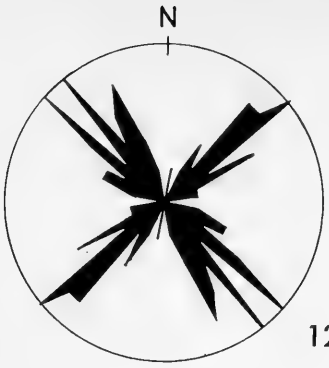
Bei diesen zwei Stücken handelt es sich um seltene Ausnahmen. Ähnliche Anzeiger für Wasserbewegung fanden sich bei anderen Pflanzenresten nicht.

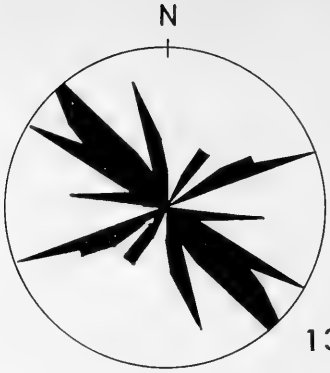
In den Brüchen bei H a u n s f e l d sind nur Ammoniten in einzelnen Bänken häufiger und bieten Möglichkeit zur Auswertung. Gemessen wurde die Richtung einer gedachten, durch Mündungsrand und Nabel laufenden Achse.

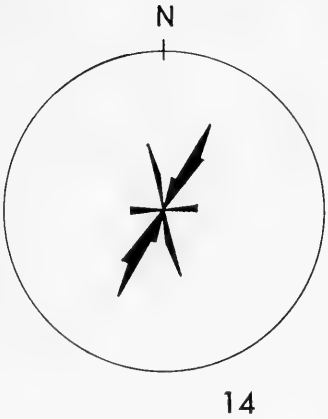
56 Ammonitenreste der Gattung *Neochetoceras* wurden im Bruch Haunsfeld I auf 14,5 m² der Bank 36 eingemessen. Es ergab sich Häufung in zwei etwa senkrecht zueinander stehenden Richtungen, nämlich NE-SW und NW-SE (Abb. 12).

Auf 9,5 m² Oberfläche von Bank 50 wurden 62 *Neochetoceras* und 27 Aptychen eingemessen. Die Darstellung der Ammoniten-Meßwerte (Abb. 13) zeigt Häufung in NW-SE- und NE-SW-Richtung. Die Aptychen haben ihr Richtungsmaximum nach NE-SW (Abb. 14). Von den 27 Aptychen lagen 23 gewölbt unten und nur 4 gewölbt oben (s. S. 152). Der Vergleich ihrer Lage mit Richtung der Rippeln läßt auf oszillierendes Wasser schließen (s. S. 169 u. Abb. 15).

In den oberen Lagen des Imberg-Bruches bei P f a l z p a i n t wurde eine Meduse (*Rhizostomites* sp.) im Anstehenden eingemessen. Der Abdruck ist fast rund, mit einer elliptischen Verlängerung nach einer Seite. Die Verlängerung liegt







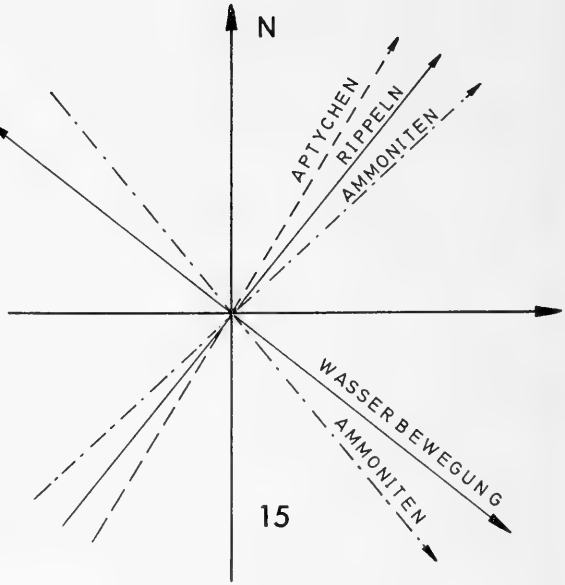


Abb. 12: Richtung der Achse Mündung/Nabel bei Ammoniten; Bruch Haunsfeld I, Bank 36 (56 Meßwerte).
Abb. 13: Richtung der Achse Mündung/Nabel bei Ammoniten; Bruch Haunsfeld I, Bank 50 (62 Meßwerte).
Abb. 14: Lage der Aptychen (Längsachse); Bruch Haunsfeld I, Bank 50 (27 Meßwerte).
Abb. 15: Auf der Oberfläche von Bank 50 (Bruch Haunsfeld I) gemessene Hauptrichtungen und Rekonstruktion der Wasserbewegung.

nach Osten, ihr Anfang ist 5,5 cm vom Beginn des Schirmrand-Abdruckes entfernt. Diese Struktur stellt offenbar einen Teilabdruck des Tieres dar. Dieser muß v o r der endgültigen Absetzung der Qualle entstanden sein. Daraus folgt, daß Verlagerung des Körpers stattfand.

Aus dem Bruch Rygol bei P a i n t e n stammt der Abdruck eines Perisphincten im Zusammenhang mit einer breiten und langen Marke (Taf. 7, Fig. 3). Aus Anzeichen, wie Aufwölbung der Schicht über dem Abdruck (s. S. 154) und im Gestein liegende, mit Kalkspat ausgefüllte Bläschen (s. S. 144) läßt sich schließen, daß eine Plattenunterfläche vorliegt. So ist leider nur das Negativ erhalten, das Positiv bestand angeblich aus „Fäule" und wurde nicht geborgen. Der Ammonitenrest hat einen Durchmesser von 48 mm, die in eine Richtung weisende Marke eine maximale Breite von 60 mm und eine erhaltene Länge von 90 mm. Ihre schmalste Stelle, an der Externseite des Ammoniten, ist 46 mm breit. Hier hat sie die gleiche Höhe wie der Ammonit, sie wird mit zunehmender Entfernung vom Fossil immer flacher. Mayr (1967, S. 28) beschreibt, ebenfalls aus Painten, zwei ähnliche Stücke und erklärt die Marke durch Sedimentanhäufung im Strömungsschatten. Diese Deutung ist sicher nicht zutreffend, da sich das Sediment, wie rezente Versuche zeigen, in einem vom Körper fortgerichteten, spitzen Winkel abgelagert hätte. Die Größe der Marke spricht auch dagegen, daß ihre Entstehung durch Schleifen des Ammoniten-Gehäuses auf dem Grund oder beim Auftreffen der Schale fortgeschobenes Sediment zu erklären wäre.

Nehmen wir aber an, daß die Ammoniten-Schale dicht mit Algenfäden bewachsen war, würde dies eine Erklärung ermöglichen. Als sich nach geraumer Driftzeit die Luftkammern der Schale mit Wasser füllten und diese auf den Grund sank, regelten sich die Algenfäden mit der Wasserbewegung ein. Diese braucht nur schwach gewesen zu sein. Sedimentpartikel blieben zwischen den Fäden bevorzugt haften. Am Schalenrand war der Bewuchs am dichtesten, die Ablagerung von Sediment am größten (Leeseite). Deshalb ist die Marke hier am dicksten. Auch die rauhe Oberfläche ließe sich so mit gröberen, eingefangenen Sedimentpartikeln erklären.

In einigen Plattenkalk-Schichten ist *Leptolepis sprattiformis* AG. sehr häufig. Walther (1904) erwähnt solche Lagen aus Brüchen bei Langenaltheim. Inzwischen wurden sie auch aus anderen Aufschlüssen bekannt, z. B. Maxberg bei S o l n h o f e n oder, nach Angaben der Arbeiter, nahe der Sohle des Bruches Imberg bei P f a l z p a i n t.

Herrn Generaldirektor Zehntner vom Solnhofer Aktienverein verdankt das Münchener Institut für Paläontologie eine etwa 210 x 120 cm große Platte vom Maxbruch (1955 I 321). Auf ihrer Oberfläche wurden 266 *L. sprattiformis* gezählt (Abb. 16). Um ihre Lage auf Einregelung zu untersuchen, waren zunächst Beobachtungen an rezenten Objekten über ihr Verhalten in bewegtem Wasser notwendig.

Gute Möglichkeit dafür bot der nach Reineck konstruierte Strömungskanal des Institutes für Meeresgeologie und Meeresbiologie „Senckenberg« in Wilhelmshaven. Nachstehend sollen die Versuche geschildert werden.

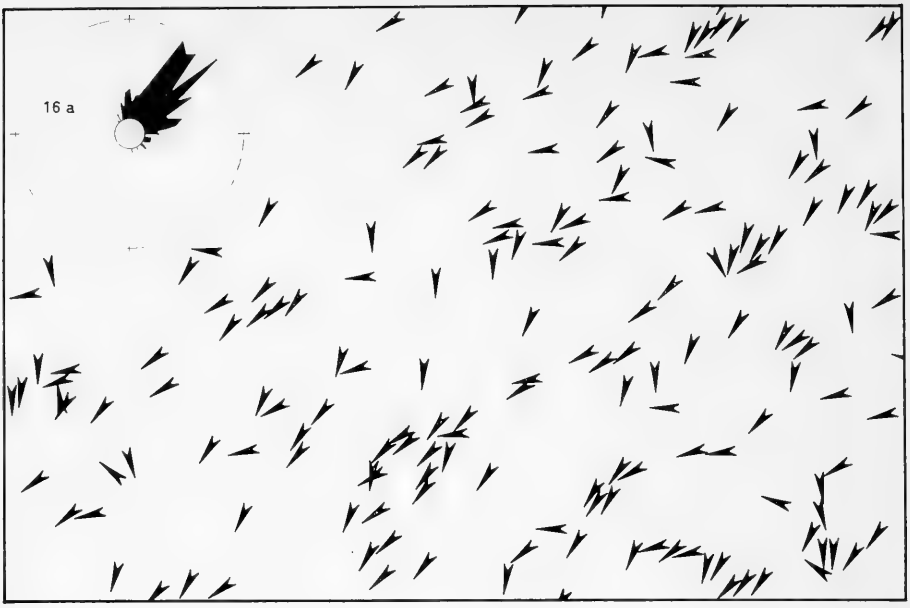


Abb. 16: Ausschnitt aus einer Platte mit 266 Exemplaren von *Leptolepis sprattiformis* AG.; Bruch Maxberg bei Solnhofen. Pfeilspitze markiert die Lage des Kopfes. Nr. 1955 I 321.
16a: Lage der 266 *L. sprattiformis* im Diagramm. Der Kopf ist zum Zentrum gerichtet. Der innere Kreis zeigt null, der äußere 30 Exemplare.

Technisches:

Länge des Strömungskanales	:	150 cm
Breite des Strömungskanales	:	43 cm
Wassertiefe	:	35 cm
Untergrund	:	Feinsand
Strömungsart	:	annähernd laminar
Strömungsgeschwindigkeit	:	regelbar, im Versuch 12—14 cm/sec

Versuchsanordnung:

Einregelung wurde an toten Fischen *(Sprattus sprattus* LIN.), Garneelen und nicht mehr schwimmfähigem Holz (= Totholz) verschiedener Gestalt beobachtet. Die Objekte wurden etwa in Beckenmitte der Wasserbewegung ausgesetzt.

Ablauf der Versuche:

I. Bei Strömung (Abb. 17).

1. Sprotten (Körperlänge zwischen 5 und 8 cm) wurden regellos in mit ca. 12 cm/sec. strömendes Wasser geworfen. Sie sanken innerhalb von 3—4 Sekunden ab und regelten sich schon im Sinken in Strömungsrichtung ein. Von 13 Exempla-

ren lagen 10 mit dem Kopf entgegen der Strömung, drei in Richtung der Strömung. Zahlreiche Parallel-Versuche brachten ähnliche Ergebnisse. Die bevorzugte Lage des Kopfes gegen die Strömung erklärt das höhere Gewicht desselben, er wirkt wie ein Anker. Ferner bieten die Brustflossen in dieser Lage der Strömung am wenigsten Anhalt.

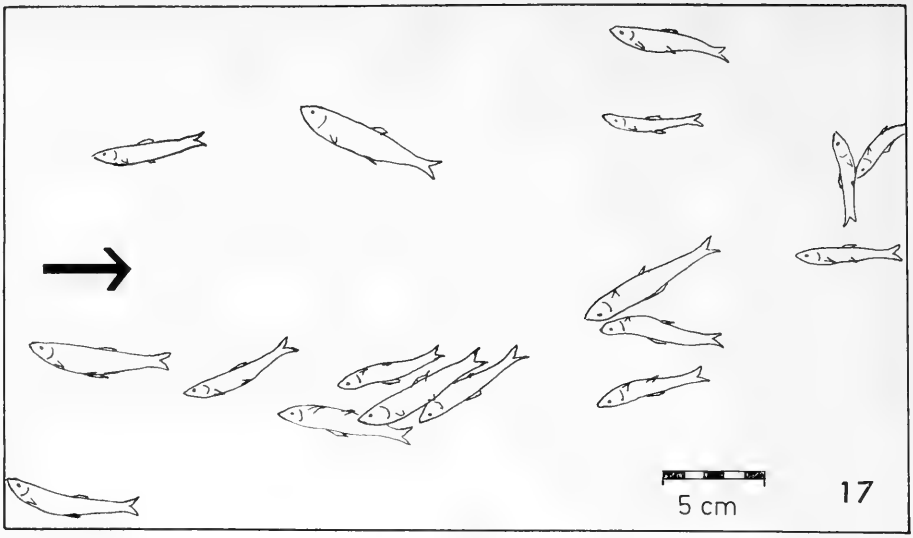
Danach wurde, ebenfalls regellos, Totholz in das Becken geworfen. Die einzelnen Stücke regelten sich noch während des Sinkens mit ihrer Längsachse in Richtung der Strömung ein und legten sich parallel zu den Fischen. Durch gegenseitige Behinderung der zahlreichen am Grund liegenden Objekte kamen Schräglagen zustande. Eine etwa in der Beckenmitte erfolgte Anhäufung der Objekte ist auf die nicht ganz laminare Strömung zurückzuführen; die Stücke kamen in weniger bewegten Zonen bevorzugt zur Ruhe.

2. Im mittleren Teil des Kanals wurden 18 Sprotten in 4 Reihen parallel zueinander und senkrecht zur erwartenden Wasserbewegung auf den Boden gelegt. Alle Tiere lagen auf der Seite, den Kopf zur Rückwand und den Bauch gegen die Strömung gerichtet. Der Abstand der Reihen voneinander betrug 12,5 cm. Das Becken wurde gefüllt und Strömung erzeugt. Bei Geschwindigkeiten unter 10 cm/sec gab es keine Lageänderung. Um Überlastung des Motors zu vermeiden, konnte diese niedrige Geschwindigkeit nur für kurze Zeit beibehalten werden. Bei Steigerung auf 12—14 cm/sec kamen die Fischkörper in Bewegung und drehten sich langsam in Strömungsrichtung. Eine Anhäufung in verschiedenen Bereichen des Beckens ist auch hier mit teilweiser Turbulenz zu erklären. Einigemale kamen zwei Fische dicht nebeneinander zu liegen, Ursache dafür waren Stromschatten und Wirbelbildung (s. S. 141 f.). Körper, die einmal eingeregelt waren, wurden nur selten weiterverfrachtet, sie hatten ihre stabilste Lage erreicht. Kam es ausnahmsweise zu erneutem Transport, so nahm der Körper anschließend wieder die stabile Lage ein. Bei solchen Umlagerungen hinterließen die Sprotten auf dem Feinsand schwache Marken.

Nach 20 Minuten wurde der Versuch abgebrochen, alle Fische hatten sich parallel zur Strömung eingeregelt. 13 lagen mit dem Kopf gegen und 5 in Stromrichtung.

3. Die Fische wurden in ihrer stabilen Lage (Kopf gegen die Strömung) in vier parallelen Reihen auf den Grund gelegt. Gleich nach dem Einsetzen der Strömung (13 cm/sec) drehten sich die Körper in die stabilste Seitenlage, je nachdem, ob der Kopf etwas nach rechts oder links gebogen war, auf die rechte oder linke Seite. So wurde der Strömung eine möglichst geringe Ansatzfläche geboten. Durch unterschiedliche Strömungsverhältnisse kam es zu Zusammenlagerungen von Körpern an einigen Stellen. Die Ausgangsrichtung wurde aber nur in einem Fall geändert, als ein Fisch gegen einen zweiten trieb und dann quer vor diesem Hindernis liegen blieb. Die zuvor ausgeführte Seitwärtsbewegung war ein schräges Rollen um die eigene Achse in Strömungsrichtung. Versuche mit Totholz und Garneelen zeigten gleiche Ergebnisse.

4. Ließ man die Körper in stehendem Wasser absinken und erzeugte erst Strömung, wenn sie auf dem Grund Ruhelage eingenommen hatten, so kam es eben-



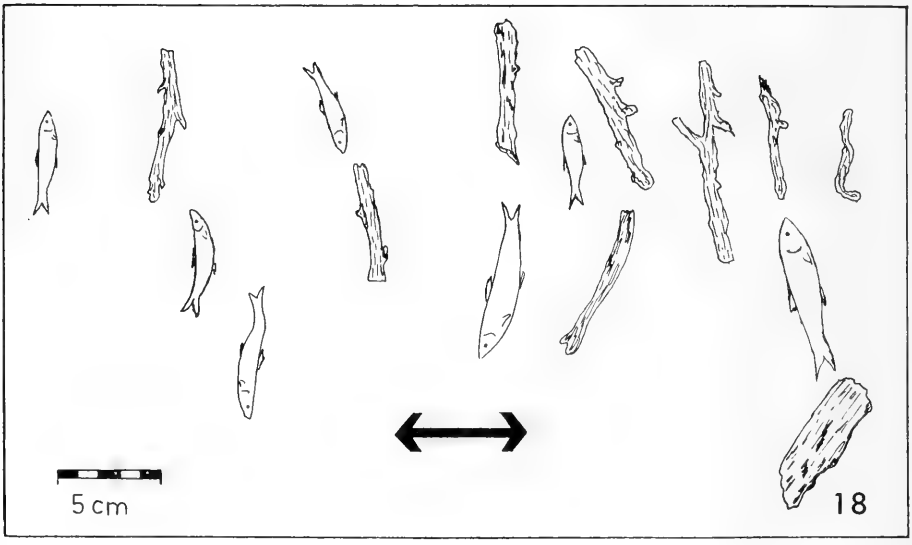


Abb. 17: Einregelung von Sprotten im Strömungskanal. Der Pfeil zeigt die Strömungsrichtung.

Abb. 18: Einregelung von Sprotten und Totholz im Strömungskanal. Die Pfeile zeigen die Richtung der Oszillation.

falls zu schneller Einregelung. Das Ergebnis unterschied sich nicht von den vorhergehenden Versuchen.

II. Bei Seegang (Oszillation), Abb. 18.

1. Verschiedene Körper (Sprotten, Garneelen, Totholz) wurden in Längsrichtung des Strömungskanals parallel zueinander auf den Grund gelegt. An einem Ende des Versuchsbeckens wurde mit Hilfe eines senkrecht im Wasser stehenden Brettes, welches rhythmisch vorwärts und rückwärts geneigt wurde, Seegang simuliert. Schon nach wenigen Sekunden drehten sich die Körper um 90° und hatten dann ihre stabile Lage erreicht. Sie rollten nun um ihre eigene Achse. Lediglich sehr ungleichmäßig geformte Stücke regelten sich nicht ganz senkrecht zur Wasserbewegung ein.

2. Die Körper wurden quer in das Becken gelegt. Bei Beginn der Oszillation gerieten sie in Bewegung und rollten um ihre Achse, ohne die Richtung ihrer Lage zu ändern, sie blieb etwa senkrecht zur Wasserbewegung.

3. Wurden die Körper in bereits oszillierendes Wasser geworfen, so regelten sie sich schon während des Sinkens quer zur Bewegungsrichtung ein und behielten auch auf dem Beckengrund diese Lage bei.

Aus den Versuchen folgt also

1. Alle länglichen Körper regeln sich im bewegten Wasser ein, sofern die Wasserbewegung stark genug ist, diese Körper zu bewegen.

2. Für die Einregelung ist die Ausgangslage ohne Bedeutung.

3. Bei Strömung erfolgt Einregelung parallel zur Strömungsrichtung. Der Schwerpunkt des Körpers liegt ihr entgegen.

4. Bei Oszillation erfolgt Einregelung senkrecht zur Wasserbewegung.

Auf der Platte vom Maxbruch bei Solnhofen wurden alle Exemplare von *L. sprattiformis* eingemessen. Die Werte wurden auf einen 360°-Kreis bezogen. In Abb. 16a sind sie derart aufgetragen, daß die Köpfe zum Zentrum gerichtet sind. Da die Platte nicht orientiert ist, wurde die rechte äußere Begrenzungslinie der Zeichnung (Abb. 16) als Nordsüdachse angenommen.

Die starke Häufung der Werte in einer Richtung läßt auf Einregelung durch Wasserbewegung schließen. Die fast ausschließlich in eine Richtung weisenden Köpfe machen es wahrscheinlich, daß es sich bei dieser Wasserbewegung um gleichmäßige Strömung aus einer Richtung handelte.

Bemerkenswert ist, daß verschiedentlich zwei Fischkörper dicht beieinander liegen. Diese Erscheinung wurde schon von früheren Autoren beschrieben. Walther (1904, S. 151) erklärt sie mit paarweisem Schwimmen der Tiere. Gleicher Ansicht ist Abel (1927, S. 543), wenn er schreibt: „Die großen Platten ... auf denen die Exemplare paarweise nebeneinander zu liegen pflegen ... stellen den Todesort der in der Laichzeit paarweise die seichten Küstengewässer aufsuchenden Fische dar." Nach seiner Auffassung wurden die Tiere „... von einer aus der Lagune von Solnhofen zurückflutenden Welle auf das Trockene gesetzt ... und verendeten" (Sei-

te 521). Weigelt (1928, S. 346) spricht von „. . . im Flachwasser angedrifteten, Strömungsorientierung zeigenden Leptolepis-Schwärmen" und weiter „Die paarweise Lage beruht auf der gegenseitigen Anziehung, die schwimmende Körper aufeinander ausüben." Er nimmt also Eindriften toter Tierkörper und ihre Einregelung durch Strömung an. Weigelt vertritt die Meinung, daß „Die Fische . . . sich im allgemeinen senkrecht zur Wasserbewegung ein(stellen)", vermutete jedoch Strömung und nicht Oszillation (S. 346). Das trifft aber, wie Rezent-Versuche zeigen, nicht zu. Die bei Weigelt (Fig. 11) abgebildeten Exemplare liegen fast ausnahmslos mit dem Kopf in gleicher Richtung. Sicher sind sie durch Strömung, die aber senkrecht zu der vom Autor vermuteten verlief, eingeregelt worden.

Wiman (1936) schließt sich der älteren Auffassung des paarweisen Schwimmens zur Laichzeit an. Besonders enges Zusammenliegen der Fossilien deutet er, daß „. . . der Boden so plötzlich trocken lief, daß die beiden nicht einmal Zeit hatten zu erschrecken . . . und sinnlos die Flucht zu ergreifen" (S. 220).

In Experimenten zeigte sich, daß Einregelung und paarweises Liegen von Körpern unter bestimmten Strömungsbedingungen zustande kommen kann. Darüber hinaus wäre es unwahrscheinlich, daß in das überwiegend lebensfeindliche Milieu der Solnhofener Lagunen (Barthel 1964, S. 62; Schairer 1968, S. 303, diese Arbeit, S. 170 f) Fischschwärme zum Laichen gezogen sind.

2. Synärese

„Synärese ist die besonders bei thixotropen Gelen beobachtete, unter Bedekkung durch das Solvationsmittel oder auch außerhalb desselben erfolgende Ausstoßung von Lösungsmitteln bei Verminderung des Volumens unter annähernder Erhaltung der äußeren Gestalt." (Jüngst 1934, S. 320).

Die von Jüngst geschilderten Vorgänge beim Absatz von kolloidalen Schlammen können auch zur Erklärung von Schichtflächen-Reliefs in den Plattenkalken dienen. Polygonale Strukturen auf Schichtoberflächen wurden hier von früheren Autoren (Schwertschlager 1919, S. 12; Mayr 1964, S. 23 u. 1967, S. 25; Barthel 1964, S. 48) als Trockenrisse gedeutet.

Zwei Schichtflächen der Bänke 4 und 9 im Bruch bei Daiting zeigen polygonale Strukturen, die von Wülsten auf der Plattenoberfläche gebildet werden. Während sie in Bank 4 nur aus einfachen, 4—6 cm langen, flachen Wülsten bestehen, ist die Ausbildung in Bank 9 komplizierter. Die Kantenlänge der Polygone beträgt hier bis zu 25 cm und die bis zu 2 cm breiten Wülste sind durch feine, parallele Längsstreifung in sich gegliedert. Die großen Polygone lassen sich noch in 5 mm tiefer liegenden Schichten erkennen, sie sind hier aber als Vertiefungen ausgebildet. Im Netz der großen Polygone liegt ein weiteres Netz feiner Wülste, das wesentlich enger ist. Diese dünnen Marken sind nur auf der Oberfläche erkennbar, in tieferen Lagen sind sie nicht mehr zu bemerken.

Barthel (1964, S. 47 f.) beschreibt aus dem Rashofer- und aus dem Rygol-Bruch bei Painten Lagen mit angeblichen Trockenrissen. Sie konnten erneut in

einigen Schichten nachgewiesen werden, gleicherweise auch in den Brüchen HARTEIS und NIEBLER bei H e n n h ü l l. In ihrer Ausbildung entsprechen sie den von Daiting bekannten Marken, haben jedoch ein kräftigeres Relief. Liegt in dieser Schicht ein Fremdkörper, z. B. ein Ammonit, so laufen die Wülste sternförmig von ihm fort (Taf. 6, Fig. 2). Auf den Kämmen der Wülste sind kleine Kalzit-Drusen zu beobachten (s. auch BARTHEL 1964).

Diese Erscheinungen wurden bisher als Trockenrisse gedeutet. Auch BARTHEL, der sich für Bildung der Ablagerungen vorwiegend unter Wasserbedeckung ausspricht, hielt in diesen Fällen ein Trockenfallen des Ablagerungsbereiches für gegeben. Die Besonderheit, daß die „Trockenrisse" auf der Plattenoberfläche als Wülste ausgebildet sind, erklärt er wie folgt: „Bei erneuter Überflutung wurden die Sprünge mit Material ausgefüllt, das der Setzung widerstandfähiger gegenüberstand als das, in dem die Sprünge klafften. Deshalb erscheinen die Trockenrisse auf der Oberseite der Liegendplatte positiv anstelle von negativ" (1964, S. 48). Würde diese Deutung zutreffen, so wäre zu erwarten, daß im senkrechten Schliff durch einen derartigen „Trockenriß" und das umgebende Sediment ein Unterschied im Material festzustellen ist, etwa in der Art der bei VAN HOUTEN (1964) beschriebenen „crackcasts". Dies ist aber nicht der Fall.

JÜNGST (1934) gibt durch seine Untersuchungen über Synärese eine andere Deutungsmöglichkeit. Er beschreibt die „Ausbildung der Oberfläche eines zum Absatz gelangenden kolloidalen Gesteins durch den Sedimentationsakt selbst", dem man bisher stillschweigend „ursprüngliche Ebenheit und Glätte" zubilligte (S. 312). In zahlreichen Versuchsreihen wird gezeigt, daß viele Erscheinungen, die bisher auf sekundäre, äußere Einflüsse zurückgeführt werden, die Flachwasser oder Trockenlage zur Voraussetzung hatten, ebenso durch Synärese unter Wasser entstanden sein können. Besonders gilt das für sog. „fossile Regentropfen" und „Trockenrisse". Aus Versuchen, die sich z. T. über Monate hinzogen, ergab sich: „Kalte und heiße Aufschlämmungen mehr oder minder kolloidaler Tone zeigen beim Absatz alle Arten von Eindrücken flachster und unscheinbarer Gestalt übergehend zu typischen „Regentropfeneindrücken" mit scharfen Rändern bis zu mächtigen, der Oberfläche auflagernden, vulkanartigen Kegeln. Die Art der Gebilde ist abhängig vom Elektrolytgehalt des Wassers, von der mechanischen Verunreinigung der Tone und der Menge der auf einmal herniedersinkenden und absitzenden Substanz. Sie ist völlig unabhängig von äußeren Einflüssen, verdankt lediglich dem Sedimentwerden ihren Ursprung" (S. 314). Häufig kann es dabei auch zu polygonalen Riß-Strukturen kommen, die von echten Trockenrissen nicht zu unterscheiden sind. „In besonders günstigen Fällen ließ sich die . . . Rißbildung durch reihenartig angeordnete kleine Wasseraustritte von der Gestalt ‚fossiler Regentropfen' verfolgen" (S. 323).

Man darf annehmen, daß auch bei der Verfestigung des Kalkschlammes, aus dem sich die Plattenkalk-Ablagerungen bildeten, Kolloidalterung eine Rolle spielte und daher die „Trockenrisse" subaquatische, synäretische Erscheinungen darstellen. Von besonderer Bedeutung sind dabei die o. a. feinen Kalzit-Drusen-Schnüre auf den Rücken der Polygon-Leisten. Nach JÜNGST können sie als Öffnungen für

den Wasseraustritt bei Alterung des Kolloides gedeutet werden. Später wurden diese Hohlräume mit Kalzit ausgefüllt. Die Abhängigkeit der Synärese von verschiedensten Faktoren (s. o.) erklärt auch, daß es nur in wenigen Lagen und dann u. U. in unterschiedlicher Ausbildung zu diesen „Trockenriß-Strukturen" kam.

Polygonale Strukturen wurden auch im Bruch H a u n s f e l d II in drei verschiedenen Mergelhorizonten (M 9, M 17 und Mergelfugen in Bank 18) gefunden. Besonderheit bei diesen Rissen ist, daß sie offenbar erst nach Auffrieren in Erscheinung treten. In geschützten, dem Frost nicht zugänglichen Stellen sind die Oberflächen dieser Schichten glatt und ohne Struktur. Vielleicht wirkt sich die Wasserausstoßung in mergeligen Lagen anders aus als in Schichten, die vorwiegend aus Kalk bestehen. Aus der Literatur sind mir hierzu keine vergleichbaren Beispiele bekannt. „Trockenrisse" im Hauptmuschelkalk erklärt Hölder (1961) unter Bezugnahme auf Synärese als subaquatisch entstanden. Van Houten (1964, S. 515) beschreibt aus den Kalk-Dolomit-Ablagerungen der Lockatong Formation (ob. Trias, New Jersey) subaquatische Schrumpfrisse, die vermutlich auf Synärese zurückgehen und sich bei Setzung und Verfestigung noch weiter vergrößerten. Schairer (1968, S. 298 f.) beobachtete polygonale Synärese-Strukturen in Plattenkalken bei Herrnsaal/Kelheim.

Ein anderes Phänomen, das besonders deutlich auf Plattenunterflächen der Eichstätter Gegend häufig zu beobachten ist, sind zahlreiche rundliche Kalzit-Kristalle von 0,5—1 mm Durchmesser. In bestimmten Lagen sind die Plattenunterflächen damit in besonders großer Zahl bedeckt. Die Oberflächen der liegenden Platten zeigen entsprechend viele, leichte Erhöhungen, die in ihrer Mitte eine kraterförmige Einsenkung haben, in der ursprünglich, vor Trennung der Platten, der nun auf der Unterfläche der darüber liegenden Platten haftende Kalzit-Kristall lag (Taf. 7, Fig. 1, 2). Eine Deutung dieser Erscheinung wurde bisher nicht versucht. Sehr wahrscheinlich ist auch sie auf synäretische Vorgänge zurückzuführen. Nach Jüngst entstehen bei langsamst absinkenden Schlammen nadelstichartige Vertiefungen mit z. T. randlichen Aufwölbungen (Abb. 19), Formen also, die gut den Gebilden auf den Plattenoberflächen entsprechen. Die Kalzit-Kristalle wären als sekundäre Ausfüllungen der Hohlräume zu deuten.

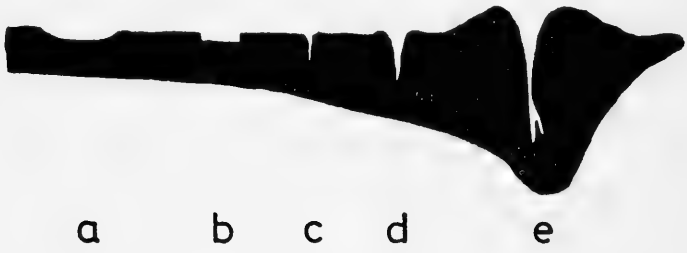


Abb. 19: Auswirkungen von Synärese auf die Oberfläche (aus: Jüngst 1934, S. 315).
a und b = regentropfenartige Eindellungen, c = nadelstichartige Vertiefungen, d = „Maarbildung", e = „Kegelbildung".

In anderen Fällen sind keine Kalzit-Kristalle ausgebildet, Ober- und Unterfläche unterscheiden sich nur durch ihr ± positives bzw. negatives Relief (s. S. 175), mit dessen Hilfe von den Arbeitern Ober- und Unterflächen der Platten mit Sicherheit unterschieden werden. Auch dieses Relief läßt sich durch Synärese erklären. Ursprünglich sehr deutliche Synärese-Marken können, wie JÜNGST angibt, bereits durch leichte Erschütterungen wieder verfließen. Auf diese Weise kann sogar eine scheinbar glatte Oberfläche zustande kommen.

Die Erscheinungen der Synärese sind nach JÜNGST derart vielfältig, daß die Aufstellung von Regeln für ihre Ausbildung kaum möglich ist. Leichte Schrägneigung des Sedimentes, Beanspruchung durch Wasserbewegung oder jegliche Änderung des Kolloidgehaltes führe zu immer neuen Oberflächenformen, von denen viele Wochen oder Monate zur Entstehung bräuchten. Dabei könnten sie von wieder neuen Formen überlagert oder abgelöst werden. Das erklärt, warum in den einzelnen Horizonten der Plattenkalke so unterschiedliche Synärese-Erscheinungen auftreten. Auch die bei MAYR (1964, S. 23 u. 1967, S. 25) beschriebene Oberflächenform, „... die man erhält, wenn man auf feuchten Schlamm ... regnen läßt", kann unter dem neuen Gesichtspunkt auf kolloidale Alterung und somit subaquatische Entstehung zurückgeführt werden.

3. Fossil und Sediment

a) Erhaltung

Es sollen besonders die Fossilien untersucht werden, die bei Grabungen in einzelnen Schichten häufiger anzutreffen waren, da nur hier genügend Vergleichsmaterial gewonnen werden konnte.

Im Bruch bei Daiting sind dies bei der Flora *Palaeocyparis* und *Brachyphyllum* und bei der Fauna Ammoniten, Belemniten, Fische und, als Ausnahme, Krebse.

Pflanzenreste, die in einigen Schichten recht häufig sind, waren je nach Fundhorizont verschieden erhalten. Die Bänke 6 und 8 (s. Profil, Abb. 2), die sich durch größere Festigkeit auszeichnen und nur schwer in Schichtebenen spalten, lieferten besonders gut erhaltene Reste, die z. T. noch Einzelheiten der Blattmorphologie erkennen lassen. In der sehr fossilreichen Bank 10 ist die Erhaltung weniger gut. Die Fossilien zeigen hier fast nur noch die äußere Form, ihr Feinbau ist nur in Ausnahmefällen zu erkennen. Diese Bank hat die für den Bruch typische Oberflächenstruktur (s. S. 124). Das rauhe, weiche, nicht in einer Ebene spaltene Material eignete sich weniger gut zur Erhaltung von Fossilien. Offenbar besteht hier zwischen Erhaltung und Sediment ein unmittelbarer Zusammenhang. Gelegentlich findet man in weicheren, mergeligen Schichten auch Pflanzenreste, die durch Anlösung zerstört wurden und kaum mehr als solche zu erkennen sind.

Von der Fauna sind am zahlreichsten die Ammoniten vertreten. Von der organischen Substanz der Schale ist außer des phosphatischen Siphos nichts erhalten. Die Aptychen (Kalzit) sind in ursprünglicher Zusammensetzung überliefert. Die

Ammoniten sind meist durch Setzung papierdünn zusammengedrückt. Eine „Sokkelbildung" (s. S. 154) wurde nur bei zwei besonders großen Exemplaren von Perisphincten beobachtet. Vertikalschnitte zeigen aber gleiche Erscheinungen wie bei eingebetteten Ammoniten anderer Brüche (s. S. 154 f.). Nur war in Daiting die Setzung offenbar so stark, daß es zum völligen Zusammenpressen der Schale und Einebnen der Flächen kam.

Gut erhalten sind die widerstandsfähigen Belemniten-Rostren, von denen mehrere Vertreter der Gattung *Hibolithes* gefunden wurden. In zwei Fällen war noch der Phragmokon vorhanden, allerdings stark verdrückt.

Fische findet man in Daiting fast immer beschädigt. Oft sind es nur einzelne Körperteile oder wirr durcheinander liegende Reste. Schuppen sind selten noch im Verband mit dem Körper. Zahlreiche Reste sind skelettiert. Auf einigen Schichtflächen findet man einzelne Fischschuppen in großer Zahl.

Erheblich besser waren zwei Krebse aus Bank 6 erhalten. Die Chitin-Substanz ist noch vorhanden, und die Körperteile liegen noch im ursprünglichen Zusammenhang.

Die Brüche bei Haunsfeld liefern eine reiche Ammoniten-Fauna (Zeiss 1964, S. 25). Die Fossilien sind zusammengedrückt, aber noch körperlich erhalten, die Setzung war, im Gegensatz zu Daiting, hier weniger stark. Nach Zeiss sind von Haunsfeld auch körperlich erhaltene Krebse bekannt. Diese liegen dann in den Schichten und nicht auf deren Oberflächen. Fische befinden sich im Bruch Haunsfeld „meist im Zustand des Zerfallens" (Zeiss 1964, S. 25). In den im Hangenden von Haunsfeld I erschlossenen, unteren Lagen des Weißjura zeta 3 (Wilder Fels) sind die Ammoniten nur wenig verdrückt und häufig in schräger oder senkrechter Lage erhalten.

Fossile Medusen sind für die Brüche von Pfalzpaint und Gungolding typisch. Erste Beschreibungen der in diesem Gebiet meist ausgezeichnet erhaltenen Stücke geben Haeckel (1866) und Ammon (1883). Nur hier kommen Medusen in scharfen Abdrücken vor (Kieslinger 1924). Aus anderen Bruchgebieten des Plattenkalkes kennen wir allenfalls undeutliche, nicht sicher bestimmbare Reste. Der Grund dafür dürfte in unterschiedlichen Fossilisationsbedingungen liegen.

Fische sind bei Pfalzpaint sehr selten, aber gut erhalten. Ausgezeichnet überliefert ist bei Pfalzpaint auch Mesolimulus, der hier etwas häufiger ist, als beispielsweise im Eichstätter Gebiet.

Sehr unterschiedliche Erhaltung der Fossilien ist im Bruch Rygol bei Painten anzutreffen. Das gilt besonders für Fische, von denen *Leptolepis knorri* AG. und *L. sprattiformis* AG. recht häufig sind. Die zahlreichen vorliegenden Stücke lassen sich nach ihrer Erhaltung etwa in drei Gruppen einteilen:

1. Das Fossil ist vollständig mit Schuppenkleid erhalten, es ist nicht oder nur wenig deformiert.
2. Nur das Skelett ist erhalten. Keine Verdrückungen oder Verformungen haben stattgefunden. Weichteile oder Schuppen sind nicht mehr vorhanden. In einigen Fällen ist das Skelett verkrümmt, aber auch dann liegen die einzelnen Elemente fast ausnahmslos noch im ursprünglichen Verband.

3. Vom Fischkörper ist nur ein mehr oder weniger regelloser Haufen von Skeletteilen überliefert. Schuppen und Rippen sind in der Umgebung verstreut.

Auch Ammoniten, besonders die Gattungen *Perisphinctes* und *Neochetoceras* sind im Bruch Rygol nicht selten. Sie können in zwei Erhaltungsweisen überliefert sein:

1. Körperliche Erhaltung. Die Stücke sind nur wenig verdrückt. Man findet sie besonders in den festeren „Kernsteinen". Ein Vertikal-Schnitt läßt Aufsteigen und damit verbundene Deformation umliegender Schichten erkennen (s. S. 154 f.).
2. Verdrückte Stücke. In den „Fäulen" sind die gleichen Gattungen stark deformiert und häufig bis auf eine Dicke von etwa einem Millimeter zusammengedrückt. Deformation der umliegenden Schichten ist auch hier im Vertikal-Schnitt nachzuweisen.

Die Seelilie *Saccocoma*, das bezeichnende Megafossil der Plattenkalke, findet sich im Rygol-Bruch bevorzugt in einem feinen Mergelhäutchen auf der Unterfläche der Flinze. In diesem Material wurden anatomische Einzelheiten gut konserviert.

In den Brüchen bei Hennhüll wurden auf den wenigen zugänglichen Flächen nur vereinzelt Fossilien gefunden und zwar ausschließlich *Saccocoma* und *Lumbricaria*. Die Erhaltung dieser wenigen Reste ist normalerweise gut, nur gelegentlich waren sie derart von Kalkspat ersetzt, daß keine Details mehr zu erkennen waren. Bei Hennhüll sind Lagen mit zerbrochenen Resten von Echinodermen, Gastropoden und Lamellibranchiaten häufig. Vermutlich wurden sie von nahen Riffen eingeschwemmt (s. S. 170).

b) Verteilung

Im Bruch bei Daiting wurden die Bänke 6, 8 und 10 auf einer Fläche von 3,5 m² abgebaut und alle gefundenen Fossilien registriert. Die besonders reiche Bank 10 wurde in einen hangenden und einen liegenden Abschnitt von je 8 cm und einer Zwischenschicht von 4 cm unterteilt. Folgende Fossilien wurden dabei gefunden:

1. Pflanzenreste	*Brachyphyllum*	*Palaeocyparis*	unbestimmt
Bank 10 oben	11	3	2
Zwischenschicht	—	—	—
Bank 10 unten	3	3	—
Bank 8	1	1	—
Bank 6	1	2	1

2. Cephalopoden	*Neochetoceras*	*Perisphinctes*	Aptychen	Sonstiges
Bank 10 oben	14	20	2	Belemnit
Zwischenschicht	—	—	—	—
Bank 10 unten	1	1	—	—
Bank 8	7	8	—	—
Bank 6	7	20	—	Krebs

3. Fischreste	vollständig	vollständig (verspült)	Köpfe	Schwänze	unvollst. Reste
Bank 10 oben	—	5	10	1	4
Zwischenschicht	—	—	—	—	—
Bank 10 unten	4	1	1	1	4
Bank 8	3	3	—	1	1
Bank 6	1	2	—	—	—

Auffallend ist der große Fossilreichtum der obersten, 8 cm dicken Lage von Bank 10. Hier wurden mehr Tier- und Pflanzenreste gefunden als in den darunterfolgenden Bänken (mit einer Gesamtdicke von 44 cm) zusammen. Bemerkenswert sind die zahlreichen Fischreste. In der Aufstellung wurden nur solche berücksichtigt, bei denen noch ein großer Teil des Skelettes vorhanden war. Einzelne Schuppen und Skeletteile finden sich darüber hinaus sehr häufig, sie wurden nicht mit erfaßt.

Nach einer fossilfreien Zwischenschicht, die durch harte, dunkelgraue Bänder gekennzeichnet ist (s. S. 124), werden wieder Fossilien in der Bank gefunden, jedoch erheblich weniger. Bemerkenswert ist, daß in diesem Teil die Fische weniger zerfallen sind als in dem fossilreicheren, oberen Abschnitt. So fanden sich hier 4 vollständige, nur wenig verspülte Exemplare (3 *L. knorri*, 1 *Aspidorhynchus* sp.).

Auffallend ist die Abnahme von Ammonitenresten. Das obere Schichtpaket von Bank 10 brachte 34, das untere nur 2 Reste. Erst in Bank 6, und hier nur in den unteren 5 cm, wurden Ammoniten wieder häufiger gefunden. Diese Lage zeichnet sich besonders durch die Größe der hierin enthaltenen Ammoniten aus. Es wurden Exemplare mit einem Durchmesser bis zu 25 cm gefunden, die auf diese Schicht beschränkt zu sein scheinen.

Höher im Profil wurden 6 m² von Bank 20 systematisch nach unten abgebaut. Die Höhe des abgebauten Plattenstapels betrug 83 cm und umschloß die Bänke 20—14. Auf die einzelnen Schichten verteilen sich folgende Fossilien:

1. Pflanzenreste	*Brachyphyllum*	*Palaeocyparis*	unbestimmt
Bank 20	—	7	—
Bank 18	—	2	—
Bank 16	—	18	2
Bank 14	—	5	5

2. Fischreste	vollständig	vollständig (verspült)	Köpfe	Schwänze	unvollst. Reste
Bank 20	—	1	—	—	—
Bank 18	—	—	—	—	—
Bank 16	—	1	3	1	1
Bank 14	1	1	1	—	—

Ferner stammen aus Bank 16 noch 3 Belemniten-Rostren *(Hibolithes)* und ein *Plesiotheutis*. Auch hier wird unterschiedlicher Fossilinhalt der Bänke deutlich. Bank 16 lieferte überdurchschnittlich viele Reste, die ausschließlich in den obersten 10 cm der Lage gefunden wurden. Mit Einsetzen der harten, dunkelgrauen Bänder wird die Bank, ähnlich wie die 4 cm Zwischenlage von Bank 10, fossilfrei. Vergleich mit den Funden aus den Bänken 6 bis 10 zeigt, daß kein Vertreter von *Brachyphyllum* in den höheren Bänken gefunden wurde. In den unteren Lagen dagegen war *Brachyphyllum* der häufigste Pflanzenrest. Nur eine spätere Grabung lieferte neben zahlreichen *Palaeocyparis*-Resten auch ein *Brachyphyllum* aus den höheren Lagen.

Weiterhin stellte sich heraus, daß die Größe der Pflanzenreste von Bank zu Bank unterschiedlich sein kann. So wurden besonders aus den Bänken 10 und 18 größere Äste und Zweige bekannt. Die Bänke 6, 8 und 20 enthielten zumeist nur kleinere Zweige und Pflanzenhäcksel. Die Ursache dafür kann in unterschiedlichen Verdriftungsbedingungen, z. B. Änderung von Windstärke oder Wasserströmung, liegen.

Die Brüche von Haunsfeld sind besonders im Hangenden fossilreich. Hier durchziehen zahlreiche Grabgänge das Sediment, und Ammoniten sind vor allem auf der Oberfläche von Bank 50 häufig (s. S. 135). Zum Liegenden nehmen Lebensspuren und Fossilien schnell ab, nur Bank 36 birgt wieder Ammoniten in größerer Anzahl.

Bereits Walther (1904, S. 142) beschreibt das Vorkommen von Quallen in bestimmten Horizonten der Brüche bei Pfalzpaint. Nach seinen Angaben kommen sie in vier verschiedenen Lagen vor, die sich in ihrer petrographischen Ausbildung nicht von den übrigen unterscheiden. Ein weiterer Horizont ist nach Walther durch ein eigentümliches Fossil, *Anthonema problematicum*, ausgezeichnet. Dieser soll etwa 3 m unter dem obersten Medusen-Horizont liegen, war im Gelände aber nicht wieder aufzufinden. Das Fossil wurde aber aus einem Bruch bei Schernfeld bekannt. Abel (1927) möchte nur drei Medusen-Horizonte bei Pfalzpaint gelten lassen. Er vermutet, daß hier, wie auch bei *Leptolepis*-Platten, Ablagerungsperioden zu rekonstruieren sind, also periodische Masseneinschwemmungen von Medusen bzw. während der Laichzeit umgekommener Fische.

Nach Aussagen der Arbeiter vom Bruch Imberg werden Quallen gelegentlich wohl in allen Schichten gefunden, bevorzugt aber in vier verschiedenen Lagen. Dem entgegen steht die Angabe von Mayr (1967, S. 22), der nach Aussagen von Arbeitern eine gleichmäßige Verteilung der Medusen im Profil annimmt. Leider sind die Angaben nicht nachzuprüfen, da die entsprechenden Lagen schon seit geraumer Zeit nicht mehr zugänglich sind.

Im Bruch Rygol bei Painten wurde mir nur eine Schicht (160 cm über der Krummen Lage III) mit gehäuftem Vorkommen von Fossilien bekannt. Es handelt sich hier um *Saccocoma*, von der auf einer Fläche von 2,8 m² 226 Exemplare ausgezählt wurden. In den Brüchen bei Hennhüll sind einige Schichten durch Lebenspuren gekennzeichnet (s. S. 163). Von den Schillanreicherungen in einzelnen Bänken abgesehen, wurde Fossilanhäufung hier nicht beobachtet.

Wohl überzeugendstes Beispiel für massenhaftes Vorkommen von Fossilien in bestimmten Lagen in *Saccocoma.* Zwar wird sie in unterschiedlicher Erhaltung und Häufigkeit in allen Plattenkalkbrüchen gefunden, ist aber besonders zahlreich in den Brüchen um Eichstätt, wo sie in zwei Lagen, der „unteren Knopfeten" und der „oberen Knopfeten", milliardenfach auftritt. Sie ist dort derart häufig, daß diese Platten meist nicht verwendet werden; sie gehen mit dem Abraum auf die Halde.

Im Liegenden der „unteren Knopfeten" findet man im Gebiet von Schernfeld eine Schicht, deren Oberfläche mit Resten von Jugendexemplaren von *Saccocoma* bedeckt ist (Taf. 7, Fig. 5, 6). Nur vereinzelt liegen dazwischen auch adulte Formen. Die Anzahl der jungen Saccocomen ist erstaunlich hoch. An mehreren Stellen wurden Flächen von 30 cm² ausgezählt. Der Mittelwert lag bei 169 Exemplaren, das bedeutet also rund 56 000 pro Quadratmeter! Ebenfalls aus dem Schernfelder Bruchgebiet ist in bestimmten Lagen gehäuftes Vorkommen von *Phalangites priscus* MÜNSTER bekannt (von MÜLLER 1962 als Pantopode gedeutet, wahrscheinlich aber eine Decapoden-Larve *[Phyllosoma]*).

Auch in dem großen Bruch des Wittelsbacher Ausgleichsfonds bei Zandt (Bl. 7035, R 64 280 — H 20 100) liegen die Fossilien nicht gleichmäßig verteilt. Den Arbeitern sind genau die Schichten bekannt, in denen das typische Fossil des Bruches, *Geocoma carinata GF.*, häufiger zu finden ist. Auch Krebsreste *(Eryma* sp.) werden angeblich meist in den gleichen Lagen gefunden.

Aus dem Solnhofen-Langenaltheimer Bruchrevier erwähnt LANGE (1968, S. 9) das Vorkommen mehrerer, etwa gleich großer und gleichartig eingebetteter Vertreter von *Urocles elegantissimus* (WAGNER) in vermutlich gleicher Bank.

Leider lassen es die Abbauverhältnisse in den einzelnen Brüchen meist nicht zu, durch systematische Freilegung und Auswertung größerer Flächen genaues Zahlenmaterial zu erhalten. Die Angaben mußten sich auf einzelne Bänke, sowie die Aussagen anderer, mit dem Abbau betrauter Personen beschränken. Dennoch darf wohl in noch stärkerem Maße als bisher die Ansicht vertreten werden, daß in den Plattenkalken des untersuchten Gebietes bestimmte Fossilien bevorzugt in gewissen Horizonten vorkommen.

c) Einbettung

Untersuchungen von Lage der Fossilien zum umgebenden Sediment können Aussagen über die Art ihrer Einbettung und zur Hangend-Liegend-Orientierung ermöglichen. Erster derartiger Hinweis findet sich bei WALTHER (1904, S. 209). Hier wird davon gesprochen, daß „. . . die meisten Fossilien auf der Unterseite der Kalkplatten beobachtet werden". ROTHPLETZ (1909) läßt diese Meinung nur mit Einschränkungen gelten und verweist darauf, daß „Die Verhältnisse . . . viel mannigfaltiger" sind (S. 321). Untersuchungen an vielen hundert in der Bayerischen Staatssammlung befindlichen Stücken ergeben, daß generell WALTHER zuzustimmen ist. Durch ihre typische Lage ermöglichen die Fossilien fast immer die Hangend-

Liegend-Orientierung der betreffenden Platte. Im folgenden soll die Einbettung der häufigsten Fossilien beschrieben werden.

1. Belemniten

Rostren von Belemiten (vorwiegend *Hibolithes* sp.), z. T. noch in Verbindung mit dem Phragmokon, werden gelegentlich in allen Plattenkalkbrüchen gefunden. Erste ausführliche Beschreibung ihrer Einbettung sowie Folgerungen auf Sedimentbeschaffenheit und Wasserbedeckung gibt BARTHEL (1964, S. 39 f.).

Bei den Geländearbeiten wurden im Bruch bei D a i t i n g 7 Belemniten (*Hibolithes* sp.) in situ gefunden, 5 davon in Bank 16. Alle diese Stücke lagen nicht horizontal auf einer Schichtfläche, sondern waren schräg eingebettet. Der Phragmokon war bei 4 der 7 Stücke noch mit dem Rostrum verbunden.

Nach BARTHEL wird sich ein absinkendes Rostrum oder das System Rostrum-Phragmokon meist mit der Spitze in das Sediment einbohren. Hierbei ist es vom Winkel des Auftreffens abhängig, wie tief die Spitze ins Sediment eindringt. Ein Handstück mit einem schräg eingebetteten Belemniten läßt also Hangend-Liegend-Orientierung zu. Ferner spricht diese Art der Einbettung, worauf auch BARTHEL hinwies, unbedingt für Wasserbedeckung. Bei Rückgang des Wassers zurückbleibende Tiere würden nicht in Schräglage eingebettet. Senkrechte Einbettung, wie sie BARTHEL aus Haunsfeld beschreibt, wurde in Daiting nicht bekannt. Die Schräglage der dort gefundenen Belemniten liegt zwischen 10° und 20°. Durch Schnitte wurde versucht, Näheres über Art der Einbettung und ursprüngliche Lage im Sediment zu ergründen.

Taf. 7, Fig. 4 zeigt einen solchen Schnitt durch einen vom Sediment umgebenen *Hibolithes*. Die Art der Verdrückung der Alveole läßt vermuten, daß er ohne den Phragmokon eingebettet wurde. Betrachten wir zunächst die unter dem Fossil liegenden bzw. bei seinem Eindringen in das Sediment durchstoßenen Schichten. An der Alveole sind die Schichten nach oben gebogen. Gleich darunter biegen sie nach unten um und laufen entlang des Rostrums spitz aus. Am unteren Drittel des Fossils sind die Schichten nur nach unten gebogen und etwas ausgedünnt, sie wurden offenbar nicht mehr durchbohrt. Die feinen Lagen vor und direkt oberhalb der Rostrenspitze wurden gestaucht. Etwa 5 mm von der Rostrenspitze in Richtung Alveole laufen die Schichten leicht nach oben und dünnen in sehr spitzem Winkel am Fossil aus. Von besonderem Interesse ist die Verdrückung des äußersten Teiles der Alveole. Der untere Teil der Alveolar-Begrenzung ist abgeknickt und nach oben gerichtet. Der obere Teil ist nach unten geknickt. Dafür bietet sich folgende Erklärung:

Der Belemnit traf ursprünglich in steilerer Lage auf das Sediment und drang in dieses ein. Im Laufe der Zeit (über die Dauer lassen sich keine Aussagen machen) neigte er sich immer mehr. Dabei wurden die Lagen an der Rostrenspitze gestaucht. Zum anderen mußte bei Absinken des Belemniten ein gewisser Widerstand des Sedimentes überwunden werden. Die Festigkeit der dünnen Alveolar-Begrenzung reichte dabei nicht aus, und es kam zu ihrer Abknickung. Es scheint möglich, aus

der Lage der Alveolar-Begrenzung Schlüsse auf die ursprüngliche Einbettung zu ziehen. Das Fossil hat jetzt eine Neigung von etwa 15°, der abgeknickte Alveolarteil von 40°. Unterstellt man, daß dieser, bevor er abknickte, zusammen mit dem Rostrum noch etwas geneigt wurde, so kommt man auf einen ursprünglichen Einsinkwinkel von 45° bis 50°. Dieses schräge Auftreffen und Einsinken erklärt dann auch, warum das Rostrum nicht sonderlich tief in den Schlamm eindrang. Der obere Teil der Alveolar-Begrenzung ist ebenfalls abgeknickt, und zwar nach innen. Das geschah vermutlich erst später, infolge von Setzung.

2. Aptychen

Fast ausnahmslos findet man in den Plattenkalken die Aptychen in der Lage „gewölbt unten" eingebettet. Während der Gelände-Untersuchungen wurden 103 Aptychen in situ beobachtet und nur in 5 Fällen abweichende Einbettung, nämlich „gewölbt oben", festgestellt. Die Lage „gewölbt unten" ist für die Aptychen im Untersuchungsgebiet so typisch, daß auch sie als ein Kriterium für die Unterscheidung von Liegend- und Hangend-Fläche herangezogen werden kann. Als Ursache für diesen „Nebenfall der Regelmäßigkeit" (Richter, 1942, S. 188) ist mit Richter das Sinken im Stillwasser anzunehmen. Schon Fuchs (1895, S. 12) zeigte in seinen Fallversuchen, daß schüsselförmige Körper, im ruhigen Wasser absinkend, ausnahmslos die Ruhelage „gewölbt unten" einnehmen. Quenstedt (1927, S. 389) und Lüders (1929, S. 140) konnten in weiteren Versuchen an Lamellibranchiaten-Schalen diese Beobachtungen bestätigen. Richter (1942, S. 190) prägte dafür die Bezeichnung „Sinken aus dem Wurf". Die bisher nur auf Lamellibranchiaten, Gastropoden und Arthropoden angewandten Erkenntnisse sind auch, wie ein Experiment zeigt, auf Aptychen zu übertragen.

Ein Lamell-Aptych wurde in einem 25 cm tiefen Wasserbecken zum Absinken gebracht. Er kam stets mit der Wölbung nach unten auf dem Boden des Gefäßes zu liegen, unabhängig davon, ob die Ausgangsstellung „gewölbt unten" oder „gewölbt oben" gewesen war. Schon nach einem Sinkweg von 5—8 cm hatte der Aptychus die Endlage „gewölbt unten" eingenommen und sank hin- und -herpendelnd zu Boden.

Die fast ausschließliche Einbettung der Aptychen in der Lage „gewölbt unten" in den Plattenkalken ist also auf Absinken im ruhigen oder nur schwach bewegten Wasser zurückzuführen. Nur in Sonderfällen wird die bei Barthel (1964, S. 48) vertretene Ansicht des „Einsinkens im Schlamm" als Nebenfall der Einkippungsregel (Richter 1942, S. 189) zutreffen, was eine nachträgliche Lageänderung bedeuten würde.

Einen typisch eingebetteten Aptychus zeigt Abb. 20. Das Stück stammt aus dem Bruch H a u n s f e l d II, Oberfläche der Bank 50 und zeigt im Vertikal-Schnitt deutliche Schichtung. Im einzelnen liegt nachstehende Abfolge vor (von unten nach oben gemessen):

1. ca. 2,5 mm Lage mit zahlreichen Radiolarien(?)-Resten. Die Oberfläche dieser Schicht zeigt leichtes Relief.

2. 0,5 mm Kalkbänkchen
3. sehr dünne, helle Kalklage
4. 4,8 mm hellgraue Kalklage
5. 0,5 mm Lage mit zahlreichen Radiolarien-Resten
6. 1,3 mm heller Kalk
7. Aptych

Die Werte wurden an den äußeren Enden des Stückes, nicht unter dem Fossil, gemessen. Der Schnitt zeigt, daß der Aptych bei Auftreffen auf das Sediment die Oberschicht eingedrückt hat und auch die darunterliegenden Lagen noch verformte. Im vorliegenden Fall ist ein ca. 10 mm dickes Schichtpaket durch den Aptychen verändert worden. Naturgemäß am stärksten war die Deformierung der Kalklage 6. Diese ursprünglich 1,3 mm dicke Lage wurde zur Seite gedrückt. Sie ist rechts vom Fossil 3,5 mm und links 3,0 mm stark. Scheinbar problematisch ist hierbei, daß die Mächtigkeit dieser Schicht auch unter dem Aptychen noch 1,3—1,5 mm beträgt, also nicht schwächer ist, als im ungestörten Sedimentteil des Schnittes. Aufschluß geben weitere parallele Schnitte, bei denen sich ergab, daß der Aptych etwas schräg eingebettet ist. Dies deckt sich mit der Beobachtung im Experiment, daß ein sinkender Aptych hin und her pendelt und durch den Schwung oft noch einige cm auf dem Grund entlangrutscht. Dabei kann es zu einer leichten, in der Aufsicht kaum zu bemerkenden Schrägeinbettung kommen und ferner kann ein sehr weiches Sediment vor dem Aptychen hergeschoben werden. Beide Fälle dürften bei vorliegendem Stück gegeben sein. — Die nach unten folgende Radiolarien(?)-Lage (5) ist stark verformt. Unter dem Fossil ist sie sehr dünn (0,2 bis 0,3 mm). Sie wurde seitlich ausgequetscht und erreicht hier eine Mächtigkeit von etwa 1 mm, und erst in ca. 2,5 cm Entfernung von der äußeren Grenze des Fossils hat sie wieder ihre normale Dicke von 0,5 mm erreicht. Die Kalklage (4) ist in gleicher Weise verformt. Sie ist unter dem Aptychen 3,5—4,3 mm dick, an den Seiten ausgequetscht und 5,4—6,0 mm stark. Erst in einigen Zentimetern Entfernung wird die normale Dicke von 4,8 mm wieder erreicht. Die im Liegenden folgenden Lagen (3, 2 und 1) sind unter dem Aptychus nicht mehr ausgedünnt, sondern lediglich leicht nach unten gebogen. Vermutlich wurde bei späterer Überlagerung mit weiterem Sediment der in sich starre Aptych noch etwas tiefer in den Schlamm gedrückt. Auch hierbei wurde Materie unter dem Körper verdrängt und an den Seiten angereichert. Es ist nicht anzunehmen, daß alle beobachteten Verformungen sofort beim Auftreffen auf das Sediment erfolgten. — Zahlreiche weitere Schnitte und Anschliffe zeigten im Prinzip das gleiche Bild.

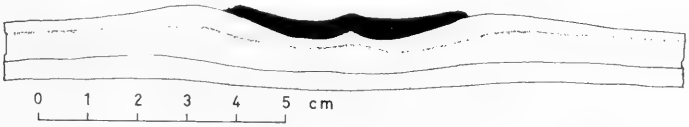


Abb. 20: Lamellaptychus im Querschnitt, Verformung des darunterliegenden Sediments zeigend. Bruch Haunsfeld I (1964 XXIII 71).

Die Ammoniten stellen, nach der milliardenfach vorkommenden *Saccocoma*, die häufigsten Megafossilien der Plattenkalke. Vorwiegend liegen sie flach auf den Schichtflächen, nur selten findet man Stücke in senkrechter Lage.

Das Problem der Einbettung der Cephalopoden in den „Solnhofener Plattenkalken" wurde erstmals von ROTHPLETZ (1909) ausführlich diskutiert. Er vertritt die Ansicht, daß die Gehäuse im Augenblick der Einbettung noch die Weichteile enthielten und führt als Stütze dafür die Tatsache an, daß häufig noch die Aptychen zusammen mit der Schale gefunden werden. Die Deformation kam dann dadurch zustande, daß Verwesungsgase und in den Luftkammern eingeschlossene Luft einen Auftrieb im weichen Sediment erzeugten. Bei größer werdendem äußerem Druck zerbrach später häufig die Schale des Cephalopoden, und ein Einsinken der darüberliegenden Schichten war die Folge. STAFF & RECK (1911) führten aus, daß vermutlich leere Gehäuse eingeschwemmt und eingebettet wurden. Der Auftrieb erfolgte dann durch die in den Luftkammern eingeschlossene Luft. MÜLLER (1951) vertritt in strenger Anlehnung an ROTHPLETZ die Einbettung der Schalen mit Weichkörper, anschließendem Auftrieb durch Fäulnisgase und spätere Setzung. REYMENT (1957) nimmt tägliche Gezeiten an, bei denen ein großer Lagunenbereich trocken fiel. Ammoniten blieben dabei zunächst mit der Wohnkammer auf dem Grund aufrecht stehen, bis sie sich mit ablaufendem Wasser auf die Seite legten. Dabei entstanden in manchen Fällen Ventraleindrücke neben der Schale (ROTHPLETZ 1909, MAYR 1964 u. 1967). Die Anwesenheit von Aptychen in einigen Schalen deutet nach REYMENT an, daß zumindest noch ein Teil der Ammoniten mit ihrem Weichkörper eingebettet wurden. Auch GÈCZY (1958) spricht sich dafür aus, daß die Weichkörper bei Einbettung noch in den Schalen waren. Nach seiner Ansicht findet beim Tod des Tieres Kontraktion der Muskeln und somit völliger Rückzug in die Wohnkammer statt. BARTHEL (1964) kommt durch Experimente zu dem Schluß, daß es sich bei den Cephalopoden der Plattenkalke um leere Schalen handelt. Der „Auftrieb" im Sediment kam durch eingeschlossenes Wasser zustande, da dieses spezifisch leichter ist, als der umgebende, sich allmählich verdichtende Schlamm. Später kam es häufig zum Zerbrechen der Schale und damit verbundenen Setzungserscheinungen. Anderer Ansicht ist MAYR (1966). Nach seiner Meinung wurden die Schalen mit den Weichteilen eingebettet. Bei dem folgenden Fäulnisprozeß fand verstärkte Kalkausfällung statt, wodurch, besonders unter der Wohnkammer, ein Sedimentsockel entstand: „... ein Auftrieb im Sinne von ROTHPLETZ braucht nicht angenommen zu werden" (MAYR 1966, S. 107).

Zahlreiche Schnitte durch noch vom Sediment umgebene Ammoniten sollten dazu beitragen, die eine oder andere Theorie zu bestätigen. Ein typisches Beispiel für die Einbettung zeigt Abb. 21. Die Schichten unter dem Fossil sind leicht nach oben gebogen. Sie werden von mehreren feinen Klüften, vermutlich Zerrklüften, durchzogen. Der Ammonit selbst liegt als Positiv in der Unterfläche der hangenden Platte. Er ist nicht zerbrochen. Die Luftkammern sind mit Kalkspat ausgefüllt, die Wohnkammer zeigt im höchsten Teil eine Kalkspatausfüllung, die vertikale Orien-

Abb. 21: *Perisphinctes* sp., Querschnitt durch ein flachliegendes Exemplar und Nebengestein. Bruch Haunsfeld I (1964 XXIII 69).

tierung zuläßt („geologische Wasserwaage"). Der übrige und größere Teil der Wohnkammer ist mit dem gleichen Sediment ausgefüllt, welches das Fossil von außen umgibt. Von besonderer Bedeutung ist dabei, daß sich in diesem die Wohnkammer ausfüllenden Sediment Schichtung erkennen läßt. Diese Erscheinung — sie wurde auch bei anderen Schnitten durch körperlich erhaltene Ammoniten beobachtet — ist als Beweis dafür zu werten, daß diese Gehäuse bei der Einbettung keine Weichteile mehr enthielten. Eine von MAYR angenommene, durch Fäulnisstoffe verstärkte Kalkfällung würde sicher nicht zu schichtiger Ablagerung führen. Das über dem Fossil liegende Sediment ist nach oben gewölbt. Es kam in diesem Fall also nicht zum Zerbrechen der Schale mit nachfolgendem Einsinken der hangenden Schichten. Ursache dafür kann langsamere Sedimentation und schnellere Verfestigung des Schlammes sein.

In anderen, besonders im Bruch bei Daiting häufigen Fällen ist die Ammoniten-Schale nicht mehr körperlich, sondern nur als flacher Abdruck erhalten. Ein Vertikal-Schnitt durch solche Stücke zeigt, daß die unter dem Fossil liegenden Schichten nach oben gewölbt, die darüberliegenden nach unten eingesenkt sind. Dazwischen liegt flach und papierdünn der Ammonitenrest; das gilt nach meinen Beobachtungen auch für Stücke, bei denen der Aptych in der Schale erhalten ist. Die Dicke der durch die Auftriebs- und Setzungserscheinungen beanspruchten Schichten hängt von der Größe des eingebetteten Fossils ab. Es kam aber in der Regel offenbar nicht zu einer vermehrten Kalkausscheidung und Verdickung der Schichten um das Fossil.

Der Schnitt durch einen *Aspidoceras* sp. aus Haunsfeld I (Taf. 8, Fig. 1) zeigt hellgrauen Kalk mit deutlicher Schichtung. Es folgen im Wechsel dichter Kalk und Lagen gröberen Materials. Im oberen Teil des Schnittes liegt der Ammonit, von ihm ist der vordere Wohnkammerteil mit Aptych und der hintere Wohnkammerteil (u. U. aber auch bereits die letzte Luftkammer) angeschnitten. Darüber

folgen im Wechsel wieder Kalk- und Radiolarien(?)-Schichten. Das Stück hat eine Gesamthöhe von 8 cm. Seine Basis ist unter dem Fossil leicht nach oben gewölbt (um ca. 1 mm). Die Oberfläche zeigt über dem *Aspidoceras* deutliche ringförmige Setzungsmarken. Rothpletz (1909, S. 321) hat diese chaldera-artigen Einsenkungen über vielen Ammoniten beschrieben.

Das untere Schichtpaket (a) von normal 16 mm Dicke zeigt unter dem Fossil eine Dickenänderung der einzelnen Schichtglieder. Sie sind nach oben gewölbt und zwar um so stärker, je näher sie zum Aptychus liegen. Ihr größter Dickenzuwachs beträgt 5 mm, das Schichtpaket erreicht also eine maximale Dicke von 21 mm unter dem vorderen Wohnkammerteil des Ammoniten. Darüber folgt, 15,5 mm dick, eine gröbere (Radiolarien-Reste ?) Schicht „b", in deren oberem Drittel eine 1 mm dicke Kalklage und darunter mehrere, sehr dünne Kalkbänder zwischengeschaltet sind. Auch dieses Schichtpaket ist so nach oben gewölbt, daß das Wölbungsmaximum unter dem Aptychus liegt. Bemerkenswert ist eine teilweise Abnahme der Mächtigkeit in diesem Schichtpaket; unter den Externseiten des Ammoniten sind die Lagen nur insgesamt 14 mm dick. Unter dem linken Wohnkammerteil erfolgt dann wieder eine Verdickung auf 15,5 mm, die rasch wieder abnimmt und nach 13 mm in Richtung des Nabels wieder auf die Dicke von 14 mm zurückgeht. Unter dem internen Teil des linken Wohnkammerabschnittes sowie unter dem Nabel bis zum internen Teil des rechten Wohnkammernabschnittes behalten die Schichten diese Dicke bei. Dann erfolgt ein Anwachsen bis auf 16,5 mm (Wölbungsmaximum) und allmähliches Abschwächen auf 14 mm. Der 14-mm-Bereich ist 19 mm lang, danach nehmen die Schichten wieder auf die Normaldicke von 15,5 mm zu. Unter den externen Grenzen des Fossils sind in dieser Lage geringe Störungen zu beobachten, der Betrag der Verwerfung liegt bei 1 mm. Die nach oben folgenden Schichten sind stark verformt. Zunächst soll nur der Teil „c" betrachtet werden, der unter der Kalklage mit dem Ammoniten liegt. Es ist ein Wechsel von 6 mm Kalk, 2 mm Radiolarien(?)-Schichten, 1 mm Kalk, 5 mm Radiolarien(?)-Schichten, 1 mm Kalk, 3 mm Radiolarien(?)-Schichten zu beobachten (rechts und links des Fossils im ungestörten Verband von unten nach oben gemessen). Die einzelnen Oberflächen sind etwas unruhig, so daß es zu Abweichungen von einigen zehntel Millimetern kommen kann. Zur Externseite des vorderen Wohnkammerteiles (ca. 35 mm davon entfernt) verdicken sich die Schichten geringfügig um insgesamt 1 mm auf 19 mm. Danach erfolgt Mächtigkeitsabnahme auf 13,5 mm. Gleichzeitig beginnen Störungen und Verfältelungen der Schichten. Gleiche Erscheinungen sind an der Externgrenze des hinteren Wohnkammerteiles zu beobachten. Unter dem Fossil erscheinen die Schichten zusammengedrückt; die im ungestörten Zustand deutliche Trennung in Kalk- und Radiolarien(?)-Schichten ist nicht mehr überall zu erkennen. Die geringste Mächtigkeit wird unter der internen Seite des vorderen Wohnkammerabschnittes erreicht; sie beträgt hier nur 8 mm, also 10 mm weniger, als im ungestörten Verband. Die Dickenabnahme der einzelnen Schichten steht im gleichen Verhältnis.

Unter der Mitte des vorderen Wohnkammerteiles kommt es, wie auch schon bei den darunterliegenden Schichten, zu einer kräftigen Aufwölbung und einem

Anwachsen der Schichtdicke auf 11,5 mm. Eine weitere Aufwölbung können wir unter dem Nabel beobachten. Unter dem Externrand des hinteren Wohnkammerteiles sind die einzelnen Schichten zerrissen und nach oben geschleppt. Dann folgt die Kalklage „d", in die der Ammonit eingebettet wurde. Ihre Dicke beträgt ungestört etwa 10 mm. Neben den Externseiten des vorderen und hinteren Wohnkammerabschnittes schwillt sie auf 14 bzw. 15 mm an. Unter dem Aptychus beträgt die Dicke nur 4 mm und zur Externseite des hinteren Wohnkammerteiles sogar etwas unter 4 mm. Unter dem Bereich des Nabels beträgt die Dicke der Kalkschicht 14,5 mm. Die Lage „d" ist im ganzen Bereich des Fossils von zahlreichen Klüften durchzogen.

Der Ammonit ist nur zum geringen Teil erhalten. Schalenreste sind nicht mehr vorhanden. Der vordere Wohnkammerteil ist völlig zerquetscht und nur durch den in ihm liegenden Aptychus genauer lokalisiert. Die Luftkammern wurden ebenfalls derart zusammengedrückt, daß sie nicht mehr kenntlich sind. Interessant ist der hintere Wohnkammerteil, der noch etwa die körperlichen Konturen der Schale zeigt. Er ist größtenteils mit Kalkspat ausgefüllt. Der Sipho liegt diloziert im oberen Teil der Kammer. An der Externseite, aber noch innerhalb der Kammer, sowie links neben dem Sipho erscheinen zahlreiche polygonale Kalkbruchstücke. Die interne Seite zeigt im mittleren Bereich bis 5 mm nach innen eine doppelte Radiolarien(?)-Schichtung, die der über dem Fossil liegenden Schicht entspricht. Die Ausfüllung dieses Kammerteils besteht aus mikrokristallinem Kalkspat, der einen Hohlraum umgibt. In diesen drusenförmigen Hohlraum hinein sind zahlreiche idiomorphe Kalkspatkristalle gewachsen. Das Innere der „Druse" ist mit hellem Kalk ausgefüllt.

Über der Kalklage mit dem Ammoniten folgt das 8,5 mm dicke Schichtpaket „e", welches im einzelnen (von unten nach oben) aus 4 mm Radiolarien(?)-Schichten, 2 mm Kalk und 2,5 mm Radiolarien(?)-Schichten zusammengesetzt ist.

Die nach oben abschließende Kalklage „f" von 11 mm ist nur noch teilweise erhalten. Die Schichten lassen sich in flacher, konkordanter Lage bis zu den Begrenzungsklüften an den Externseiten des Fossils verfolgen. Während die Kalklage und die obere Radiolarien(?)-Schicht über dem Fossil nur geringe Mächtigkeitsschwankungen zeigen und lediglich über dem Nabel eine Einsenkung von 4,5 mm aufweisen, ist das untere Radiolarienband stark gestört. Über dem vorderen Wohnkammerteil schwillt dessen Dicke extern auf 6,5 mm an. In der Mitte dieses Abschnittes verringert sie sich bis auf 3 mm und nimmt intern wieder auf 6 mm zu. Dann folgt intern ein ca. 8 x 8 mm großer Bereich aus amorphem Kalkspat, in den polygonale Kalkteilchen und auch Teile des Radiolarien(?)-Bandes eingelagert sind. Über dem Nabel dünnt das Band auf 1 mm aus, es ist hier heller und die einzelnen Teilchen offenbar dichter gelagert.

Im internen Teil des hinteren Wohnkammerabschnittes liegt, wie schon oben erwähnt, ein Teil des Radiolarien(?)-Bandes, darüber ist es nur 1—1,5 mm dick. Es erreicht über der Mitte des hinteren Wohnkammerteils etwas über 2 mm und an der externen Seite 5 mm.

Zweifellos haben wir hier Auswirkungen zeitlich getrennter Abläufe vorliegen.

Es soll versucht werden, die einzelnen Vorgänge zu rekonstruieren. Man darf unterstellen, daß zunächst eine konkordante Schichtenfolge vorhanden war. Die Aspidoceraten-Schale wurde auf der Oberfläche des weichen Kalkschlammes (d) abgelagert und sank etwas in diesen ein. Seitliche Mächtigkeitszunahme um 4—5 mm sowie Verdickung unter dem Nabel beweist, daß beim Einsinken Schlamm nach den Seiten, extern als auch intern, gedrückt wurde. Ferner kam es im Schichtverband „c" zum Zusammendrücken der drei Radiolarien(?)-Schichten und des darunterliegenden Kalkbänkchens. Da seitlich unter dem Fossil keine Ausquetschung erkennbar ist, muß es sich dabei um einfache Verdichtung des Sediments gehandelt haben.

Nun beginnt die zweite Phase der Einbettung, die Bedeckung mit Sediment. Über die Zeitdauer lassen sich keine Angaben machen. Es kam zu langsamer Ausgleichung der Unebenheiten, das Sediment setzte sich seitlich der Schale etwas dikker ab, als auf ihr. Als die überlagernde Sedimentschicht schließlich eine gewisse Dicke erreicht hatte, kam es zu dem von Barthel (1964, S. 57) beschriebenen Vorgang der Setzung und Entwässerung des Sedimentes, wobei die leichtere, vorwiegend mit Wasser gefüllte Schale einen Auftrieb erfuhr. Dies hatte ein Aufschleppen der unter dem *Aspidoceras* liegenden Schichten zur Folge. Dabei muß es auch zu der Mächtigkeitszunahme des untersten Schichtpaketes „a" gekommen sein. Eine Erklärung dafür bietet die Beobachtung von Barthel (1964, S. 48), daß übereinanderlagernde Schichten von Kalkschlamm verschieden schnell verfestigt werden können und es möglich ist, daß jüngere Lagen schneller erhärten als die älteren. Auf unseren Fall übertragen würde das bedeuten, daß die Lagen „a" noch weicher waren als die darüberliegenden Schichten. Als durch den Auftrieb der Ammonitenschale unter ihr ein Sog entstand, floß Material von den Seiten nach und verdickte die Schichten unter dem Fossil. Ähnliche Umstände mögen auch zu den Mächtigkeitsschwankungen der Schicht „b" beigetragen haben. Man darf hier zunächst ein Ausdünnen (beim Einsinken) und später ein Nachfließen (beim Aufsteigen) des Sedimentes annehmen. Am deutlichsten wird dieser Vorgang in der Schichtfolge „c". Zweifellos wurden diese Schichten beim Auftreffen der Schale am stärksten zusammengedrückt und verformt. Bei späterem Auftrieb wurde dies z. T. wieder ausgeglichen. Das beiderseitig extern zu erkennende Nachuntenbiegen der Schichten ist noch ein Relikt der ersten Phase. Gleich daneben, unter den externen Grenzen des Fossils, sind die Radiolarien(?)-Schichten nach oben geschleppt und zwar um 5 mm unter dem hinteren und um 3 mm unter dem vorderen Wohnkammerteil. Bei diesem Vorgang kam es sogar teilweise, wie unter dem Fossil zu beobachten ist, zum Aufspalten der Lagen.

In der mit Wasser und Kalkschlamm gefüllten Schale begann ein Kristallwachstum von außen nach innen. Offenbar drang der Kalkschlamm erst etwas später ein, denn er lagert auf einer Kalzit-Schicht, die vorher gebildet sein muß. Als das Innere des Kammerteiles fast gänzlich mit Kalkspat ausgefüllt war, wuchsen noch letzte Kristalle idiomorph in den weichen Schlamm und verdrängten diesen teilweise. Bei späterer Setzung und Verfestigung des Kalkschlammes in der Kammer kam es zu Volumenverringerung und dadurch zu einem leeren Raum über ihm.

Als nächstes wurde der Druck des auf der Schale lastenden Sedimentes so groß, daß diese zerbrach. Der vordere Wohnkammerteil, sowie die inneren Luftkammern wurden zerquetscht. Nur der Aptychus konnte aufgrund seiner Beschaffenheit der Setzung Widerstand leisten. Die Innenwindungen sind nur als Häutchen vorhanden. Der hintere Wohnkammerteil konnte der Setzung etwas Widerstand leisten, da er bereits zum großen Teil mit Kalzit ausgefüllt war. Im externen Bereich wurde aber auch hier die Schale zerdrückt und zahlreiche, polygonale Kalkfetzen in sie hineingepreßt. Das umgebende Sediment mußte also zu dieser Zeit, um polygonal brechen zu können, gewisse Festigkeit erreicht haben. Auch im internen Bereich des hinteren Wohnkammerteiles kam es zum Eindringen ursprünglich außerhalb abgelagerten Materials; Teile des über der Schale liegenden Radiolarien(?)-Bandes wurden in die Kammer gedrückt.

Die inneren Windungen wurden völlig zerdrückt und liegen im Schliff als eine Erhebung, deren Scheitelpunkt der Nabel ist, zwischen vorderem und hinterem Wohnkammerteil. Bei Zerbrechen der Schale entstand vermutlich auch die große Kluft, die unter dem Nabel beginnt und nach unten verläuft, sowie die zahlreichen kleinen Klüfte im Bereich des vorderen Wohnkammerteiles. Später wurden sie mit Kalzit ausgefüllt. Beim Zerbrechen der Schale zerdrückte freiwerdendes Wasser die intern und extern über dem vorderen Wohnkammerabschnitt liegenden Schichten. Das Sediment über der Schale sackte nach, dabei entstanden die an den externen Seiten zu erkennenden Klüfte und die chaldera-artige Einsenkung über dem Fossil.

Auch dieser ausführlich rekonstruierte Fall gibt keinen Anhalt für eine durch Fäulnisstoffe verstärkte Kalkfällung; die das Fossil umgebenden Schichten sind nicht verdickt. Er bestätigt die Auffassung von Barthel (1964), daß leere Gehäuse eingeschwemmt wurden. Die Anwesenheit von Aptychen in oder neben der Schale beweist im Gegensatz zu Mayr nach dem derzeitigen Stand unserer Kenntnisse nicht, daß auch der Weichkörper noch vorhanden gewesen sein muß. Es besteht die Möglichkeit, daß Aptychen nur durch Ligamentfetzen noch mit dem leeren Gehäuse in Verbindung standen (Barthel 1964, S. 44). Die Ansicht von Mayr (1966), daß die Sockelbildung unter dem Ammoniten auf verstärkte Kalkfällung bei Fäulnis der Weichteile beruht, ließ sich an den zahlreichen von mir untersuchten Stücken nicht bestätigen. Es geht bei Mayr auch nicht hervor, ob sich seine These auf Untersuchungen an Ammoniten-Vertikal-Schnitten oder nur auf die Betrachtung der Fossilien als solche gründet.

Auf die verhältnismäßig seltene, senkrechte Einbettung wies Barthel (1964) in seinen Untersuchungen hin. Es sind vorwiegend die Gattungen *Aspidoceras, Hybonoticeras* und *Perisphinctes,* die aufgrund ihrer Schalenstruktur derart überliefert sein können. Schlanke Gattungen sind sehr selten in dieser Lage erhalten. Von Daiting wurde ein Exemplar einer schlanken Gattung *(Neochetoceras)* in senkrechter Lage aus Bank 8 bekannt. Der Ammonit drang beim Auftreffen auf das Sediment zu etwa einem Drittel in dieses ein (Taf. 8, Fig. 2). Dann wurde das Gehäuse einsedimentiert. Voraussetzung waren ruhiges oder nur wenig bewegtes Wasser und schnelle Sedimentation. Andernfalls wäre die Schale in die stabile, flache oder zumindest schräge Lage gekippt. Auch bei den von Reyment angenomme-

nen Tiden müßte sie sich umgelegt haben. Bei späterer Setzung des Sedimentes kam es zum Auftrieb der Schale und dabei zum Aufschleppen der Schichten im oberen Bereich. Das Gehäuse war vermutlich mit Wasser gefüllt, später bildete sich darin kryptokristalliner Kalzit. In der nächsten Phase zerbrach die Schale in ihrem oberen Teil, das umliegende noch weiche Sediment drang teilweise in die Kammern ein. Lagen in der Umgebung wurden dadurch gestaucht.

Senkrechte oder schräge Einbettung auch schlanker Ammoniten-Gattungen ist im „Wilden Fels" von Haunsfeld I (s. S. 125) recht häufig. Es herrschten hier offenbar Bildungsbedingungen, die von denen der Plattenkalke stark abwichen. Diese Lagen sind dickbankig und spalten nicht horizontal.

4. Fische

Der Vergleich von Exemplaren aus verschiedenen Bruchrevieren zeigt unterschiedliche Erhaltung und Einbettung.

Die aus Daiting und Painten bekannten Stücke liegen flach auf den Schichtflächen, oft zu gleichen Teilen auf der Oberfläche der liegenden und der Unterfläche der hangenden Platte. Es ist meist nicht möglich, anhand ihrer Einbettung die betreffenden Platten vertikal zu orientieren.

Anders bei den in der Gegend um Eichstätt gefundenen Exemplaren. Hier ist die bei Rothpletz beschriebene Sockelbildung unter dem Fossil deutlich erkennbar. Die Oberfläche der liegenden Platte hat unter dem Fossil eine Erhöhung, die meist deutlich die Konturen des Stückes zeigt, oft auch noch Reste des Fossils enthält. Das Fossil selbst liegt jedoch fast ausnahmslos in einer entsprechenden Vertiefung der Unterfläche der hangenden Platte. Rothpletz deutete dies als Auftrieb, der durch Verwesungsgase entstand. Drevermann (1928) spricht von Fäulnisflüssigkeiten, die das umgebende Sediment schneller härten. Bei späterer Setzung ist die Volumenminderung der nicht gehärteten Bereiche erheblich größer, sie sinken seitlich zusammen, und das Fossil scheint auf einem Sockel zu liegen. Ein „Auftrieb" fand demnach nicht statt. Mayr (1966) erklärt die bei Drevermann beschriebenen Vorgänge chemisch. Auftrieb nimmt auch er nicht an. Die Lage des Fossils in der Unterfläche der hangenden Platte kam nach seiner Auffassung dadurch zustande, daß die Körper auf einer Sedimentoberfläche zu liegen kamen, die schon soweit gehärtet war, daß sie nicht darin einsanken. Sie wurden dann „... vom Schlamm der nächsten Sedimentationsphase seitlich unterfangen". Spaltet man nun ein solches Schichtpaket, „... so kommt es (das Fossil) daher von selbst in die hangende Platte" (Mayr 1966, S. 105).

Interessante Beobachtungen waren bei der Präparation eines *Pholidophorus* sp. aus einem Bruch bei Schernfeld möglich. Das Fossil war zunächst völlig vom Sediment umgeben. Nach oben und unten waren die Schichten aufgewölbt. Es wurde zunächst die Präparation der Oberseite versucht. Nachdem die obersten Schichten abgeräumt waren — über dem Fossil waren sie deutlich dicker —, erschien das Objekt von den seitlichen Grenzen her eingesunken. Die darüberliegenden Lagen zeigten zahlreiche, mit Kalzit ausgefüllte Gänge, die vermutlich bei

Entgasung entstanden sind. Die weitere Präparation wäre hier sehr schwierig gewesen. Daher wurde mit der Freilegung von der Unterfläche her begonnen. Hier ließen sich die Lagen gut abheben, z. T. hatten sie sehr unterschiedliche Dicke. Eine Lage, die unter dem Fossil 3 mm maß, keilte beispielsweise an den Seiten aus. Der freigelegte Fischkörper lag schließlich in einer Vertiefung. Von Bedeutung ist die Stellung der Flossen. Nimmt man mit DREVERMANN und MAYR an, daß kein Auftrieb stattfand, so müßte zumindest die Brustflosse am Körper anliegen. Nur Bauch- und Rückenflossen könnten bei der Setzung nach unten abgeknickt sein. Bei unserem Stück ist aber die Brustflosse in schräger Lage zum Körper erhalten, d. h. sie steht vom Körper ab und ist nach unten gerichtet. Der Schwanz zeigt ebenfalls leichte Biegung nach unten.

Diese Beobachtung wiederholt sich bei Präparation größerer Fische immer wieder. In einem Fall war sogar die Brustflosse vom Körper getrennt und lag in einer tieferen Schicht.

Erklärung dafür ist ein gewisser Auftrieb des Kadavers bei seiner Fäulnis. Die Brustflosse blieb im Schlamm haften und wurde so vom Körper abgespreizt. Bedingt durch mehr verwesbares Material war der Auftrieb im Bereich des Bauches am stärksten. Der Schwanzteil wurde davon weniger betroffen, er erscheint daher bei den meisten von unten anpräparierten Fischen nach unten gebogen. Es kann also angenommen werden, daß sowohl der von ROTHPLETZ vermutete Auftrieb als auch der bei DREVERMANN und MAYR beschriebene Vorgang stärkerer Verfestigung oder erhöhter Kalkausfällung bei der Fossilisation von Fischen eine Rolle spielte. Diese Beobachtungen haben für die Praxis gewisse Bedeutung; jedes größere Fossil aus den Plattenkalken sollte von der Unterseite präpariert werden, da dann kaum Entgasungskanäle und Sackungsklüfte zu erwarten sind. Bei Fischen können ferner oft freistehende Flossen herauspräpariert werden.

5. Krebse

Bei Crustaceen ist in der Gegend um Eichstätt in vielen Fällen ebenfalls Sockelbildung unter dem Fossil zu erkennen. Ihre Entstehung dürfte auf gleiche Vorgänge, wie bei den Fischen geschildert, zurückgehen. Besonders bei den großen Vertretern der Gattung *Antrimpos („Penaeus")* fällt diese Erscheinung auf. Es kommen aber auch Fälle vor, wo das Fossil, ohne die umgebenden Lagen zu beeinflussen, auf der Schichtfläche liegt. Vermutlich handelt es sich dann um Exuvien, bei denen keine Verwesung mit ihren Folgen stattfinden konnte.

6. Lumbrucarien

Diese meist als Fischkot gedeuteten Reste sind in allen Plattenkalk-Brüchen zu finden (neue Deutung s. JANICKE 1969a). In der Regel liegen sie positiv auf der Unterfläche der hangenden Platte; die Oberfläche der liegenden Platte zeigt den entsprechenden Eindruck. Nur in den Brüchen bei Painten und Hennhüll zeigt sich z. T. eine Abweichung. Bestehen beide Platten aus zäher Fäule, so liegt *Lumbricaria* als Positiv auf der Oberfläche der liegenden Platte und der Negativ-Abdruck findet sich in der Unterfläche der hangenden Platte.

7. Saccocomen

Dieses Fossil ist in den Brüchen bei Eichstätt besonders häufig. Seine Einbettung ist sehr typisch und läßt fast immer eine Hangend-Liegend-Orientierung zu.

Betrachten wir zunächst die Oberfläche einer Platte, so erkennen wir oft zahlreiche, meist schlecht erhaltene Reste von *Saccocoma*. Die Arme sind nur in wenigen Fällen ausgebreitet, meist liegen sie eingerollt um den Kelch. Es lassen sich zwei Formen der Einbettung unterscheiden.

1. Das Fossil ist als Positiv auf der Platte erhalten. Der Kelch bildet eine Erhebung über das allgemeine Niveau der Platte und ist — soweit beobachtet — kalzitisiert. Die Arme, ebenfalls positiv erhalten, steigen zum Kelch hin an und geben dem Fossil so ein stumpfkegeliges Aussehen.
2. Von dem Fossil ist nur der Negativ-Abdruck erhalten. Anstelle des Kelches findet sich eine kraterförmige Vertiefung, in der sich vielfach noch gut der Feinbau von *Saccocoma* erkennen läßt. Die Vertiefung, in der ursprünglich der Kelch lag, wird von einem Wall umgrenzt, in dem sich die Abdrücke der Arme erhalten haben. Obwohl ein Negativ, erhebt sich so auch der Abdruck des Fossils, von der Kelch-Vertiefung abgesehen, positiv über die Schichtfläche.

Die Unterfläche der hangenden Platte zeigt ein entsprechend der Gegenplatte leicht vertieftes Relief. Sinngemäß sind auch hier zwei Einbettungsformen zu unterscheiden.

1. Das Fossil ist als Positiv erhalten. Der Kelch liegt in einer flachen Einsenkung, aus der er inselartig herausragt, meist sogar über das allgemeine Niveau der Platte. Die Arme liegen wie kleine Wülste in der zum Zentrum laufenden Vertiefung. Das Fossil scheint in die Platte hineingedrückt zu sein.
2. Es ist nur der Abdruck erhalten. Die Einsenkung um den Abdruck des Kelches ist stärker als im ersten Fall. Die Abdrücke der Arme sind rinnenförmig vertieft. Durch den fehlenden Kelch entstand ein Loch in der zunächst nur allmählich zulaufenden Vertiefung.

Erfolgt die Trennung in Negativ und Positiv nicht einwandfrei, so zerreißt der Körper und liegt z. T. auf Platte und Gegenplatte. In solchen Fällen geben Erhaltung der Arme und Erhebungen oder Vertiefungen um den Kelch Aufschluß über Liegend- oder Hangend-Fläche. Das Verhältnis der als Positiv oder Negativ pro Flächeneinheit eingebetteten Saccocomen schwankt von Bruch zu Bruch und von Schicht zu Schicht, es läßt sich nicht als Hilfsmittel für die Hangend-Liegend-Orientierung verwenden.

Ein gleiches Bild zeigen die Schichten mit „Saccocomen-Brut" (Taf. 7, Fig. 5, 6). Hier schien aber das Positiv-Negativ-Verhältnis Aussagen zur Orientierung zu ermöglichen; bei den untersuchten Stücken betrug es auf der Oberfläche der liegenden Platte etwa 1:2.

Die für Eichstätt beschriebene Einbettung von *Saccocoma* trifft auch für andere Bruchgebiete zu, nur sind Saccocomen dort teilweise recht selten, oder, wie bei Daiting, gar nicht bekannt. Abweichende Lage gibt es im Bruch Rygol

bei Painten. Besteht die liegende Platte aus festem Kalk („Flinz") und die hangende aus weichterem Material („Fäule"), so liegt *Saccocoma* als Positiv auf der Unterfläche der hangenden Platte, und die Oberfläche der liegenden Platte zeigt lediglich einen schwachen Eindruck. Sind aber beide Platten als Flinze ausgebildet, entspricht die Einbettung von *Saccocoma* dem aus Eichstätt beschriebenen Regelfall. Gleiches gilt auch für die Steinbrüche bei Hennhüll.

d) Lebensspuren

Nur sehr selten werden auf den Schichtflächen echte Lebensspuren gefunden. Meist sind es dann Fährten von *Mesolimulus*, deren Zusammenhang mit ihrem Urheber erst Caster (1940) erkannte. Frühere Autoren (Oppel 1862, Walther 1904, Abel, 1935 u. a.) schrieben die Fährten den verschiedensten, z. T. noch unbekannten Tieren zu (Malz 1964). Noch seltener sind Fährten von *Mecochirus* (Barthel 1964). Von den Mollusken sind nur in Ausnahmefällen Bewegungsspuren überliefert (Daquè 1936, Zeiss 1964, Mayr 1967).

Bei Grabungen wurden jetzt in einigen Brüchen weitere Lebensspuren gefunden (keine Anzeichen von Leben gab es bei Daiting und Painten).

Der Bruch Haunsfeld I zeigt im hangenden Abschnitt, unter dem „Wilden Fels", auf und in den Bänken eine große Anzahl von Grabgängen, die oft über Strecken von mehr als einem Meter zu verfolgen sind. Ihr Durchmesser liegt zwischen 0,6 und 1,5 cm. Von dem Tier, das diese Gänge gegraben hat, waren keine Reste aufzufinden. Vermutlich handelte es sich um im Sediment grabende Würmer. Die Spuren sind an einen bestimmten Horizont (knapp über und unter Bank 50) gebunden; in keiner der anderen Schichten wurden sie wieder gefunden.

Bei Pfalzpaint und Gungolding findet man häufiger Fährten von *Mesolimulus*. Aus dem Bruch Imberg stammt eine nicht horizontierte Platte mit dem Körperabdruck von *Mesolimulus* (Taf. 8, Fig. 3). Auf der Platte befinden sich außer dem Abdruck des Körpers keine weiteren Spuren des Tieres. Es ist also nicht gekrochen, sondern ohne vorherige Bodenberührung zu der Stelle geschwommen, wo es seinen Abdruck hinterließ. Auch beim Verlassen entstanden keine Kriechspuren, das Tier muß also wieder fortgeschwommen sein.

Von der Halde des gleichen Bruches stammt eine Platte mit einer geschlängelten Kriechspur. Nach Aussagen der Brucharbeiter findet man solche Spuren in bestimmten Bänken, von denen z. Zt. keine zugänglich war. Der Urheber der Fährte ist nicht erhalten, ein Vergleich mit Kriechspuren rezenter Wasserschnecken läßt ihn aber mit ziemlicher Sicherheit als einen Gastropoden identifizieren.

Im Bruch Harteis bei Hennhüll sind über der Krummen Lage I (nach Streim 1961) in mehreren dünnplattigen und feinstkörnigen Lagen massenhaft ovale Vertiefungen mit einem größten Durchmesser von 5—20 mm und einer Tiefe bis zu 3 mm erhalten. Ihre Entstehung auf anorganische Einwirkungen zurückzuführen (Regen oder Hagel), ist unwahrscheinlich, da keine bevorzugte Richtung der Ovale zu erkennen ist. Auch auf Synärese (s. S. 142) scheinen die Eindrücke nicht zu beruhen, sie sind in ihren Begrenzungen dafür wahrscheinlich zu ungleichmäßig. Es

liegt nahe, diese Strukturen als Lebensspuren von Schlammbewohnern zu deuten. Im Vertikal-Schnitt sind keine Strukturen oder Gänge zu erkennen, vermutlich wurde das Sediment durch die grabende Lebensweise dieser Tiere völlig entschichtet. Eine sichere Aussage über die Art dieser Sedimentbewohner läßt sich aber nicht machen. v. Freyberg (1964, Taf. 3) bildet aus den „unteren Schiefern" bei Wasserzell eine „typische Spurenplatte" ab, die ähnliche Eindrücke zeigt, jedoch sind auf unserer Platte nicht die bei v. Freyberg erwähnten Kotsäulen an einem Ende der Eindrücke zu erkennen.

Herr Niebler überließ mir eine in seinem Bruch gefundene Platte, die auf ihrer Oberfläche zahlreiche Eindrücke erkennen läßt (Taf. 9, Fig. 1). Im Zusammenhang mit diesen sind verschiedentlich dünne, parallele, bis zu 2,5 cm lange Abdrücke vorhanden. Die Eindrücke selbst haben eine durchschnittliche Länge von 2 cm und eine Breite von 1 cm. Verschiedentlich lassen sie eine Unterteilung in drei Längsabschnitte erkennen. Es ist unwahrscheinlich, daß es sich hier um Grabbauten handelt. Nach frdl. mündl. Mitteilung von Herrn Dr. Förster (München) liegen vermutlich Körperabdrücke von Crustaceen vor; die feinen parallelen Eindrücke stammen von den Antennen der Tiere. Nähere Bestimmung war nicht möglich. Es liegt hier also der für die Plattenkalke ganz seltene Fall vor, daß sich ein Schwarm lebender Tiere zeitweise auf den Grund setzte, dabei die Körperabdrükke hinterließ und dann weiterzog.

D. Auswertung der Ergebnisse

1. Biotop

a) Wasserbedeckung

Rippelmarken und Roll- und Schleifmarken sind in den Solnhofener Plattenkalken selten. Daher wurden in letzter Zeit besonders von Barthel (1964 u. 1966) und Mayr (1964, 1966 u. 1967) außer diesen herkömmlichen Anzeichen auch Einbettung und Erhaltung verschiedener Tierarten zur Klärung der Frage, ob der Ablagerungsraum ständig oder nur periodisch mit Wasser bedeckt war, herangezogen. Während Barthel die Auffassung rein subaquatischer Einbettung vertritt, spricht sich Mayr für häufiges Trockenfallen aus, bei dem die „Leichen. . . liegen(blieben), bis sie bei einer neuen Überflutung eingebettet wurden" (Mayr 1964, S. 25). Von gleichen Beobachtungen ausgehend, kommt es verschiedentlich zu entgegengesetzten Interpretationen.

So ist nach Mayr (1964, S. 24) die gleichmäßige Einregelung der Fischkörper auf den *Leptolepis*-Platten (s. S. 137 f.) durch „ . . eine langsam abziehende Woge" zustande gekommen. Weiter bemerkt Mayr (1967, S. 36) „Bei Wasserbedeckung hätte . . . der Auftrieb die Fische vor der Einbettung vom Grunde abgehoben". Aus Rezent-Beobachtungen von Weiler (1929) und Schäfer (1962) geht jedoch hervor, daß es durchaus nicht zu einem Auftrieb der Fischleichen zu kommen braucht. Formen, die aufgrund kleineren Bauchraumes nur wenig Verwesungsgase entwickeln,

werden „während der ganzen Dauer der Verwesung am Grund bleiben" (SCHÄFER 1962, S. 68). Hinzu kommt, daß äußere Faktoren, wie niedrige Temperatur, mangelnder Sauerstoffgehalt und Übersalzung die Zersetzung so verzögern, daß selbst Arten, die unter normalen Verwesungsbedingungen aufschwimmen würden, am Boden liegend verfaulen (SCHÄFER 1962, S. 68). Die auch von MAYR (1967, S. 33) angenommene Sauerstoffarmut allein würde vermutlich genügen, schnelles Faulen und Auftrieb der Fischkörper zu verhindern, wenn diese 4—5 cm langen Körper im „Normalfall" überhaupt aufschwimmen würden. Darüber hinaus haben wir aber nach BARTHEL (1964) zusätzlich mit Übersalzung und H_2S-Anreicherung in Bodennähe zu rechnen, Faktoren also, die eine Zersetzung weiter verlangsamen. Hier liegt sehr wahrscheinlich auch der Grund für die ausgezeichnete Erhaltung so vieler Fossilien.

Die Wirbelsäule der Fische auf den *Leptolepis*-Platten ist mehr oder weniger gekrümmt. Diese Erscheinung ist auch sonst bei den fossilen Fischen der Plattenkalke häufig. MAYR (1964, S. 24 u. 1967, S. 18 f.) zieht diese Tatsache als Beweis für Trockenfallen heran. Austrocknung und damit verbundene Kontraktion der Rückenmuskeln führten nach seiner Auffassung zur Krümmung der Wirbelsäule. In Extremfällen liegen Schwanz und Wirbelsäule getrennt. Hier ist, nach MAYR, der Fischkörper auf der feuchten, zähen Oberfläche angeklebt und später, bei Austrocknung und Krümmung, zerrissen. Seit den Experimenten von WEILER (1929) wissen wir aber, daß Aufwärtskrümmung des Kopfes und des vorderen Rumpfabschnittes als erste Verwesungsstufe von Fischleichen unter Wasser häufig zu beobachten ist. Im weiteren Verlauf der Fäulnis tritt, bedingt durch die Krümmung, eine Lockerung der Wirbel ein, und schließlich genügt leichte Wasserbewegung, um Teile des Körpers zu dislozieren.

In diesem Zusammenhang sind auch die in den fossilreichen Lagen von D a i t i n g gut erhaltenen, isolierten Fischköpfe, besonders von *Leptolepis knorri* AG. zu sehen. WEILER (1929) weist in Rezent-Versuchen nach, daß „bei abgestorbenen und auf den Meeresgrund gesunkenen Clupeiden ... eine gewisse immer wiederkehrende Wasserbewegung (genügt), um beide Körperabschnitte voneinander zu trennen" (S. 42). Zur Sedimentation des Septarientones folgert WEILER daraus (S. 47 u. 48): „Beweist der meist tadellose Erhaltungszustand der Fischreste ... einerseits, daß die Tone in einem ruhigen Gewässer zum Absatz kamen, so zeigen andererseits die zahlreichen, gut erhaltenen und vom Rumpf getrennten Fischköpfe, daß über dem Meeresboden mit seinen Sedimenten doch schwache Wasserbewegungen vorhanden waren. Es ist wohl kaum angängig, dabei an permanente Strömungen zu denken. Vielmehr scheint es sich um durch Wind verursachte Wellen zu handeln, deren Wirkung bis auf den Grund des Gewässers ging. Das Septarienton-Meer kann deshalb ... nur von geringer Tiefe gewesen sein." Diese Folgerungen sollten auch für Daiting und die meisten der übrigen fränkischen Plattenkalkvorkommen anwendbar sein. Isolierte Fischköpfe kommen in allen Bruchgebieten vor, jedoch in geringerer Häufigkeit als in Daiting.

Auch von anderen Lokalitäten, beispielsweise aus H a k e l im Libanon, kennen wir zahlreiche fossile Fischreste mit gekrümmter Wirbelsäule oder abgeknick-

ten Köpfen. Bei dieser Lokalität läßt die geologische Situation keinen Zweifel an ständiger Wasserbedeckung zur Zeit der Ablagerung.

Subaquatisch eingebettet sind auch die schräg im Sediment liegenden Belemniten (BARTHEL 1964).

Quallenabdrücke sind bei Eichstätt und Pfalzpaint unterschiedlich erhalten. Aus der Eichstätter Gegend kennen wir nur undeutliche Abdrücke, wie sie nach Experimenten von HERTWECK (1966) unter Wasserbedeckung entstehen. Bei Pfalzpaint dagegen sind die Körperumrisse sehr scharf, oft sogar in kräftigen Konturen erhalten. Nach SCHÄFER (1962) ist dies nur möglich, wenn die Tiere auf einem weichen Sediment stranden. Der Körper ist dann schwer genug, einen deutlichen Eindruck zu hinterlassen. Jedoch „das Abdruckrelief erhält erst seine endgültige Sicherung, wenn neue und ruhige Überflutungen neue Sedimente über die bisher schützende Quallenhaut breiten und das vorhandene Relief nachformen" (SCHÄFER 1962, S. 215). Die Sedimentationsbedingungen im Bruchrevier Pfalzpaint/Gungolding scheinen also von denen der übrigen Plattenkalke abzuweichen. Vertikalschnitte zeigen hier schnellen Wechsel von Erosions- und Strömungsrippeln und horizontalgeschichteten Lagen (s. S. 129).

Schließen wir also auf gelegentliches Trockenfallen des Ablagerungsbereiches von Pfalzpaint, so darf nicht übersehen werden, daß dieses nur von sehr kurzer Dauer gewesen sein kann. Einmal fehlen, worauf schon BARTHEL (1964, S. 55) hinwies, Trockenrisse. Zum anderen müssen Medusen nach Trockenfallen sehr bald wieder mit einer Sedimentschicht bedeckt werden, besonders in dem damaligen tropischen Klima (BARTHEL 1964, S. 65), da sonst ihre Reste zerstört werden. LÖRCHER 1931, S. 45) fordert für rezente Quallen die Einbettung „... schon bei der nächsten Flutperiode". Austrocknung des Beckens hat sicher nicht stattgefunden, außer Trockenrissen müßten dann auch Salzkristalle bzw. deren Pseudomorphosen zu finden sein. Diese sind aber sehr selten und auch dann nur vereinzelt; ihre mineralogische Identifizierung ist meist nicht möglich (Taf. 9, Fig. 7). Denkbar ist, daß das Becken um Pfalzpaint nach dem „Trockenfallen" noch eine Wassermenge von wenigen Zentimetern Höhe enthielt. Dies genügte, um einmal die Quallen „stranden" zu lassen, zum anderen aber die Salze noch in Lösung zu halten. Das klärt auch, warum auf den Oberflächen der Platten Insektenfährten fehlen, obwohl diese auf dem weichen Schlamm sicher erzeugt und erhalten worden wären, hätte er gänzlich trocken gelegen.

Der Schnitt durch eine Platte mit Rippelmarken aus Pfalzpaint (Abb. 4) zeigt, daß schräge Leeblätter nach oben von horizontalen Kalkbändern abgelöst werden. Das läßt nach MCKEE (1965, S. 82) auf veränderte Wassertiefe schließen: „Vertical change from ripple laminae to horizontal laminae is caused where shoaling occurs to such an extent that the stream changes from lower to higher regime and a rippling no longer occurs on the sand floor." Mit Ausnahme des eventuellen episodischen Trockenfallens der Ablagerungen bei Pfalzpaint sind mir aus anderen Aufschlüssen keine Hinweise auf Trockenlegung bekannt. Für Wasserbedeckung sprechen auch Fossilien, die eine längere Driftzeit erkennen lassen (s. S. 167), oder durch Wasserbewegung beschädigt und verspült wurden, wie die Fischreste bei Daiting.

Auch die Grabspuren bei Haunsfeld sind sicher subaquatisch entstanden, denn in der gleichen Bank wurden eine Schleifmarke und Rippelmarken gefunden. Die gelegentlich vorkommenden polygonalen Schwundrisse, die bisher als sicherstes Zeichen für Trockenfallen angesehen wurden, lassen sich mit JÜNGST (1934) als subaquatische Synärese-Erscheinungen deuten (s. S. 142).

MAYR (1964, 1967) spricht von periodischem Trockenfallen und versucht, dies anhand von Fossilerhaltungen zu belegen. Besondere Beachtung erfährt hier ein Ganoidfischrest mit konzentrischen Abdrücken der Schwanzflosse. Hier sind wir — nach MAYR — Zeugen des Todeskampfes: Nach Ablaufen des Wassers fand sich der Fisch in einer seichten Pfütze und schlug auf dem weichen Schlamm um sich, bis er verendete. Gleiche Deutung erfährt das Stück durch HÖLDER & STEINHORST (1964). Anderer Auffassung ist BARTHEL (1966). Danach sank der bereits tote Fisch zu Boden und blieb mit dem Kopf im Schlamm stecken. Später, bei Zerfall des Körpers, schwoite der Schwanzteil in leichter Strömung um den festliegenden Vorderkörper und erzeugte die konzentrischen Abdrücke der Schwanzflosse. Diesen Vorgang konnte BARTHEL im Experiment wiederholen. Nun läßt die Platte aber nach MAYR (1967, S. 14) nicht erkennen, daß der ca. 30 cm lange Fisch mit dem Kopf so tief in das Sediment eingedrungen ist, daß er in dieser Stellung verharren konnte. Das ist m. E. auch nicht notwendig. Wie Einregelungsversuche gezeigt haben, wirkt allein der schwerere Kopf bei Fischleichen als Anker. Interessant ist, daß es sich um einen Ganoidfisch handelt. Bei dieser Gruppe können wir verschiedentlich Trennung von Kopf und Körper („Ganoidschläuche«) beobachten. Im Ausnahmefall, um einen solchen handelt es sich hier, kann dann der nur noch durch einige Gewebestränge mit dem Kopfteil verbundene Hinterkörper im bewegten Wasser schwoien und die Abdrücke hinterlassen. Sicher sind diese Abdrücke also postmortal, ein lebender, aufs Trockene geratener Fisch wird hin und her schnellen und keine konzentrisch um den Vorderkörper liegenden Abdrücke des Schwanzes hinterlassen.

b) Wasserbewegung

Die Plattenkalke zeigen im Gesamtbild alle Anzeichen einer sehr ruhigen und gleichförmigen Sedimentation, doch hat es an gelegentlicher Wassserbewegung, sei es Strömung oder Oszillation, nicht gefehlt. Neben Anzeigen lokaler Wasserbewegung, wie Rippelmarken, Roll- und Schleifmarken und Aufbereitungslagen, sind solche Anzeiger von Interesse, die Zeugnis eines längeren Transportes geben.

Im Bruch Daiting wurden verschiedentlich Reste von *Palaeocyparis* mit aufgewachsenen Larven von Lammelibranchiaten gefunden (Taf. 9, Fig. 3). Dieser Bewuchs kann sich erst auf den Zweigen angesiedelt haben, als diese im Wasser drifteten. Es fehlen aber in allen Plattenkalkbrüchen Hinweise darauf, daß sich während ihrer Sedimentation fortpflanzungsfähige Mollusken entwickelten. Das Auftreten von Muschellarven auf Landpflanzenresten läßt daher schließen, daß diese Stücke zunächst in Gebieten mit besseren Lebensbedingungen drifteten und

erst später in die Lagunen gelangten. Ob der Bewuchs außerhalb der Wannen oder in Wannenteilen geschah, wo Verbindung zum Meer für Zufuhr von Frischwasser sorgte, läßt sich nicht sagen. Da die Muschellarven schon im frühontogenetischen Stadium abgestorben sind, war die Driftzeit im Frischwasser sicher nur kurz.

Aus Daiting stammt ein *Hibolithes* mit zahlreichen Bohrlöchern von *Brachyzapfes elliptica* CODEZ (Taf. 9, Fig. 4). Das Rostrum ist von allen Seiten angebohrt und die Bohrlöcher liegen zur Längsachse des Belemniten annähernd gleichgerichtet. Das ist, nach SEILACHER (1968, S. 280), Anzeichen dafür, daß ein noch lebender Belemnit besiedelt wurde. Da solche angebohrten Belemniten-Rostren und Mollusken-Schalen in den Solnhofener Plattenkalken sehr selten sind, wurden sie sicher nicht in den Wannen angebohrt; die Cirripedier fanden hier offenbar keine Lebensmöglichkeit. Wir müssen Verdriftung des Rostrums aus einem ökologisch unterschiedlichen Raum in die Lagune annehmen.

Weitere Anzeiger für Verdriftung über größere Strecken sind auch die von MAYR (1953) beschriebenen Tange mit angehefteten Geröllen und gelegentliche Funde von *Belemnites acicula* MÜNSTER (Taf. 9, Fig. 2) mit aufgewachsenen, jungen Ostreen. Zusammenballungen von Lamellibranchiaten oder Gastropoden, die immer wieder gefunden werden, sind ebenfalls aus einem anderen Biotop eingetrieben (s. S. 171). Vermutlich hafteten sie an Algenfäden, von denen nichts fossil überliefert wurde (Taf. 10, Fig. 1).

Auch die Tatsache, daß für die einzelnen Bruchreviere bestimmte Fossilien typisch sind oder dort häufiger vorkommen, deutet auf Wasserströmungen, die über längere Zeit etwa gleichen Verlauf hatten.

In der Regel war aber, zumindest in Bodennähe, die Wasserbewegung nur schwach. Ein Beispiel dafür ist ein *Leptolepis knorri* AG. aus Daiting. Die Kopfknochen zeigen trotz beginnenden Zerfalls noch Zusammenhang. Die übrigen Körperteile sind aus ihrem organischen Verband gelöst und verschwoit. Reste der Wirbelsäule und Knochen sind zusammengespült. Die Schuppen, die durch ihr geringes Gewicht leichter verfrachtet werden können, finden sich im weiteren Umkreis, bevorzugt nach NE, verlagert. Teilweise überlagern sich die einzelnen Körperelemente derart, daß die Schuppen zuunterst liegen und darüber Wirbel und Knochen. Dazwischen liegt eine nur Bruchteile eines Millimeters dicke Sedimentschicht (s. S. 173). Der Fischkörper war also nachweislich Wasserbewegung ausgesetzt, diese reichte aber nicht aus, um ihn bis zur Unkenntlichkeit zu verspülen.

Untersuchungen an Anzeigern von Wasserbewegung lassen meist Schlüsse auf die Art der Bewegung zu. Im Bruch bei Daiting liegen Rippelkämme und eingeregelte Fossilien etwa in gleicher Richtung (s. S. 134), daraus läßt sich auf Oszillation des Wassers schließen. Auch die Abknickung von Ästen bei Pflanzenresten (s. S. 135) deutet auf oszillierendes Wasser. Zweigteile, die im strömenden Wasser treiben oder auf Grund liegen, regeln sich in Richtung der Strömung ein. Abknikken von Zweigteilen wird nur dann zustande kommen, wenn der Pflanzenrest an einer Stelle verankert ist. Darauf gibt es bei unseren Stücken aber keinen Hinweis. Dagegen wird ein Zweig im oszillierenden Wasser hin- und herpendeln, wo-

bei es leicht zum Knicken und Einregeln abstehender, kleiner Nebenzweige kom men kann.

Alle untersuchten Anzeichen sprechen also für gelegentliche Oszillation während der Ablagerungen der Schichten von Daiting. Eine Einregelung durch Strömung ist hier unwahrscheinlich. Ein ähnliches Bild läßt sich im Bruch Haunsfeld erkennen. Die Kämme der Oszillationsrippeln (s. S. 128) verlaufen 35° bis 40° NE und etwa parallel dazu liegen die Aptychen und Ammoniten. Die Wasserbewegung ist dann senkrecht hierzu anzunehmen (Abb. 15). Aus dem Bruch Imberg bei Pfalzpaint sind Strömungsrippeln bekannt (s. S. 129). Die Gleichmäßigkeit des Rippelverlaufes in verschiedenen Abschnitten des Profiles läßt auf eine über längere Zeit gleichgerichtete Wasserbewegung schließen. Da aber die Lagen mit Rippelmarken im Gesamtprofil recht selten sind, ist anzunehmen, daß kräftige Wasserbewegung nur gelegentlich stattfand. Während der übrigen Zeit war die Wasserbewegung zu schwach oder reichte nicht bis auf den Grund (McKee 1965, S. 82). Das Bruchgebiet ist an einregelbaren Fossilien sehr arm, weitere Untersuchungen waren daher nicht möglich. Von den Medusen sind fast nie Umlagerungs- oder Bewegungsmarken überliefert. Eine seltene Ausnahme bildet hier die Schleifmarke aus dem Bruch Schöpfel (s. S. 131). Diese Marke kann nur unter Wasserbedeckung entstanden sein, denn nur ein von Wellen oder oszillierendem Wasser bewegter Körper wird eine solche Vielzahl feiner, nach allen Richtungen laufender Eindrücke erzeugen können. Geringer Transportweg und Vielzahl von Marken auf engem Raum sprechen hier für wenig bewegtes Wasser.

Andere Strömungsverhältnisse haben im Ablagerungsraum bei Painten geherrscht. Die zahlreichen, geregelten Rollmarken von Cephalopoden oder deren Bruchstücken lassen eine Hauptrichtung deutlich erkennen (Barthel 1964, S. 51). Hier hat keine Oszillation, sondern kräftige Strömung stattgefunden. Fast stets ist die Mehrzahl der Marken von jüngeren Marken im spitzen Winkel überlagert, was Änderung der Strömungsrichtung anzeigt (Barthel 1964). Über den dazwischen liegenden Zeitraum läßt sich nichts aussagen. Er braucht aber nur kurz gewesen zu sein. Im rezenten Watt ist oft zu beobachten, daß sich die Richtung des ablaufenden Wassers innerhalb von Minuten ändern kann, je nach Lage der Priele zur offenen See. Obwohl der Ablagerungsraum der Plattenkalke sicher nicht mit den Watten verglichen werden kann, so läßt sich doch in diesem Fall an ablaufendes Wasser am Beckenrand denken. Auf Randfazies deuten auch die nicht weit entfernten Riffe und gelegentliche Schillanreicherungen. Da Anzeichen für Trockenfallen nicht nachgewiesen werden konnten, ist zu vermuten, daß das Wasser entweder nicht ganz abfloß oder schon nach kurzer Zeit wieder auflief. Anzeiger für Randnähe ist auch die unterschiedliche Strömungsrichtung in einzelnen Lagen (Abb. 2). Ursache dafür kann morphologische Änderung angrenzender Riffe oder stärkere, z. B. durch Wind hervorgerufene Wasserbewegung im Beckeninneren sein. Die Rippelmarken von Painten lassen im Vertikalschnitt keine Struktur erkennen, Barthel (1964, S. 49) deutet sie als „verwaschene Rippelmarken" oder „Flachstwasser-Rippeln".

Aus den Brüchen bei Hennhüll kennen wir neben Rippelmarken auskei-

lende Schichten, Aufarbeitungslagen und Schillanreicherungen. Von allen untersuchten Aufschlüssen war hier die Sedimentation am unruhigsten. Der Schill besteht aus Bruchstücken von Mollusken- und Echinodermenschalen. Es gibt keinen Hinweis darauf, daß der Ablagerungsraum auch der Lebensraum der Fauna gewesen war. Wir müssen einen Transport — vermutlich in Form von Suspensionsströmen — in den Ablagerungsbereich annehmen, wobei die Zusammensetzung der Fauna auf eine „Lebensgemeinschaft in Riff-artigem Milieu" (SCHAIRER 1968, S. 303) schließen läßt. Die Schillanhäufungen in einzelnen Bänken erklärt STREIM (1961, S. 26) als Ansammlungen in „... wannenartigen, seichten Vertiefungen am Meeresgrunde".

Auch in diesem Bruch wechseln Lagen, die Zeugnis stärkerer Wasserbewegung geben, mit solchen, die Anzeichen ruhiger Sedimentation tragen. Hier sind verschiedentlich Lebensspuren erkennbar (s. S. 163). Diese Lagen sind gleichmäßig dick, halten über größere Flächen aus und haben keinen Anteil an gröberem Material.

Ruhigste Ablagerungsbedingungen herrschten in der Gegend um Eichstätt. Schleifmarken fehlen fast völlig. Die Fossilien sind größtenteils hervorragend erhalten und nur selten zerfallen. *Saccocoma* läßt keine Einregelung erkennen (andererseits wurde *Saccocoma* nie zusammen mit Strömungsmarken gefunden, bei Wasserbewegung zerfällt sie sicher rasch in einzelne Skeletteile). Die in Zandt typische *Geocoma carinata* GF. ist dagegen oft eingeregelt. Ihre in eine Richtung weisenden Arme sind Anzeiger für Strömung (SEILACHER 1959).

c) Lebensmöglichkeiten

Auf extrem schlechte Lebensbedingungen im Ablagerungsbereich wurde bereits früher hingewiesen (WALTHER 1904, SEILACHER 1963, BARTHEL 1964, SCHAIRER 1968). Im Gegensatz dazu kommt MAYR (1967, S. 11) „... zu dem Ergebnis, daß Leben in den Lagunen gar wohl möglich war, auch auf deren Grund, wie vor allem die Kriechspuren von Muscheln beweisen". Tatsächlich fehlen von lebenden Tieren verursachte Spuren oder Fährten in den meisten Schichten völlig. Hinweise auf Aasfresser (BARTHEL 1964, S. 58) fehlen. MAYR (1967, S. 9) erwähnt einen Fall, in dem die Spur eines Aasfressers erhalten sein könnte. Vermutlich hätte aber ein solcher mehr und deutlichere Spuren — vor allem Fraßspuren! — hinterlassen und nicht nur einige Fußabdrücke neben dem Fischkörper.

Echte Fährten sind nur von *Mesolimulus* und *Mecochirus* überliefert. Vom rezenten *Limulus* wissen wir, daß er außerordentlich resistent gegen Salinitäts- und Temperatur-Schwankungen ist; ähnliches möchten wir auch von *Mesolimulus* annehmen.

Spuren, die auf Sedimentwühler zurückgehen, wurden nur in den oberen Bänken der Brüche bei Haunsfeld und aus einigen Schichten über der Krummen Lage I des Bruches HARTEIS bei Hennhüll bekannt.

Typisch ist, daß Anzeichen von Leben nur auf wenige Bänke eines Profils be-

schränkt sind. Das gilt auch für die seltenen Mollusken-Spuren aus dem Bruch Imberg bei Pfalzpaint (Mayr 1967, S. 9).

Die bei Eichstätt gelegentlich zu findenden Anhäufungen von Muscheln und Schnecken, die vermutlich an Algenfäden angeheftet eindrifteten (s. S. 168), liegen noch in ursprünglicher Anordnung vor. Kriechspuren sind mir in ihrer Umgebung nicht bekannt geworden. Auch die auf *B. acicula* erhaltene Austernkolonie (Taf. 9, Fig. 2) ist schnell abgestorben. Hätten die Muscheln auf dem Grund noch weiter gelebt, so müßte man weiteres Wachstum und Überwuchern des Rostrums annehmen; ein solcher Fall ist aber meines Wissens nicht bekannt.

Die zahlreichen Exemplare von *Saccocoma* waren sicher ebenfalls tot, als sie auf den Grund sanken. Bewegungsspuren von ihnen wurden bisher nicht nachgewiesen. Die bei Walther (1904, S. 201) abgebildete „Kriechspur von Saccocoma" erklärt Barthel (1964, S. 58) mit Verdriften des Körpers. Jaekel (1892, S. 679) bemerkt zur Einrollung der Arme, „... daß es sich ... zum großen Theil, wenn nicht ausschließlich, um pathologische Vorgänge handelt, welche bei dem Absterben des Thieres die normale Haltung der Arme verändert haben".

Einen Hinweis auf Leben in den Lagunen gibt *Lumbricaria*, „soweit es sich dabei um Fischkoprolithen handelt" (Mayr 1967, S. 10). Vermutlich kamen gelegentlich, vielleicht infolge größerer Stürme, zahlreiche Tiere in die Lagunen und gingen dann nach gewisser Zeit zugrunde. Für solches schubweises Einschwemmen von Tieren spricht auch das bereits von Abel (1927) erwähnte gehäufte Vorkommen von Fossilien in bestimmten Lagen (s. S. 147 f).

Anzeichen für gelegentliches Leben auch größerer Tiere in den Ablagerungswannen sehen wir in der vermutlich zerbissenen Gravesien-Schale mit Austern-Bewuchs (Taf. 10, Fig. 2 u. Janicke 1967, S. 108) und einem Speiballen, der aus einem kompletten *Strobilodus* besteht (Janicke 1969 b). Auch Mayr (1967) beschreibt Bruchstücke von Ammoniten-Schalen und vermutet, daß diese zerbissen wurden.

Mayr (1967, S. 8) rechnet die „... Exuvien (der Krebse) auch zu den Spuren von Leben in den Lagunen". Nach seiner Auffassung „... kann kein Zweifel darüber bestehen, daß die Erymiden und auch die anderen Krebse normalerweise lebend in die Lagunen kamen und die Häutungen erst in diesen stattfanden". Auch die „... sehr frühen Jugendstadien ... von Ammoniten ..., Saccocomen, Krebsen und Fischen" machen es nach Mayr wahrscheinlich, ... „daß die Lagunen selbst ihre Geburtsstätte sind". Ähnliches nimmt auch Wetzel (1966) für die Cephalopoden-Gattung *Streblites* an. Wenn nun das Biotop so günstig war, daß es eine Entwicklung vom Ei über die Larve zum Jungtier ermöglichte, warum dann der plötzliche Tod? Auch Mayr (1967, S. 8) spricht davon, daß die „... Jungammoniten ... in den Lagunen vorzeitig zugrunde gegangen (sind)". Auch ist die Frage offen, wovon sich die Tiere ernährt haben. Warum finden wir keine Spuren von Aasfressern, wenn in den Lagunen Krebse lebten, Eier ablegten und sich häuteten? Neben Trokkenfallen nimmt Mayr (1967, S. 33) auch Sauerstoffmangel durch starke Erwärmung als Grund für das Sterben der Tiere an, müßte solches nicht auch die Entwicklung von Jugendformen verhindert haben?

Die neuen Untersuchungen bestätigten für die überwiegende Dauer der Ablagerungen lebensfeindliche Bedingungen. Nachweisbare Lebensspuren beschränken sich horizontal auf Fährten, an deren Ende oft das Fossil liegt, gelegentliche Koprolithen oder Speiballen oder vertikal auf wenige, dünne Horizonte. BARTHEL (1964) erklärt die schlechten Lebensbedingungen durch stagnierendes, sehr warmes, übersalzenes und sauerstoffarmes Wasser mit Gehalt an H_2S. MAYR (1967, S. 36) sieht „... die Annahme, daß sie (die Todesursachen) in einem übernormalen Gehalt an Salz und Schwefelwasserstoff zu suchen seien, nicht genügend beweisbar" und sucht die Ursachen in einer durch starke Erwärmung bedingten Sauerstoffarmut.

2. Sediment

a) Beschaffenheit

Ein Vergleich zu ähnlichen, rezenten Ablagerungen wird von BARTHEL (1964) gezogen. Danach dürfte das Sediment zunächst als stark wasserhaltiger Kalkschlamm vorgelegen haben. An seiner Oberfläche bildete sich vermutlich ein dünnes Kalk- oder Algenhäutchen aus, welches Spuren und Marken unter Wasserbedeckung aufnehmen und konservieren konnte. Das bestätigt die sicher unter Wasserbedeckung entstande Schleifmarke einer Meduse (s. S. 131). Der Schlamm blieb noch längere Zeit plastisch, das beweisen Schichtverformungen, die durch daraufsinkende Fossilien hervorgerufen wurden. Typisches Beispiel ist der auf S. 153 geschilderte Aptychus. Das Sediment wurde in der näheren Umgebung stark verformt. Die einzelnen Schichten waren, obwohl noch nicht verfestigt, so doch gegeneinander getrennt. Dadurch kam es zu Verformungen und Ausquetschungen, ohne daß die Lagen sich durchmischten.

In den Brüchen von Daiting und Hennhüll sind die Schichten teilweise fein- bis grobkörnig ausgebildet. Aufgrund der verschieden großen Komponenten des Sedimentes kann man hier ein ursprünglich größeres Porenvolumen annehmen als in den mikritischen Kalken. Diese abweichende Beschaffenheit hatte sicher auch Einfluß auf die Einbettung und Erhaltung von Fossilien. So sprechen die in der Regel papierdünn zusammengepreßten Ammoniten von Daiting für stärkere Setzung als in anderen Gebieten.

b) Genese

Diskussionen über Herkunft des Materials, das die Plattenkalk-Ablagerungen bildet, haben bis heute zu keinem abschließenden Ergebnis geführt. Während ältere Autoren (NEUMAYR 1887, ROTHPLETZ 1909, ABEL 1927 u. a.) die Ablagerungen als Resultate gewaltiger Staubeinwehungen von einem Festland deuten, hat man sich in letzter Zeit allgemein auf die Ausscheidung der Kalke aus dem Wasser geeinigt, wobei noch offen bleibt, ob diese organischen oder chemischen Ursprungs war.

v. GÜMBEL (1889) sprach als erster von der Möglichkeit organischer Herkunft des Sedimentes (s. Zitat auf S. 119 dieser Arbeit). DEHM (1956, S. 55) denkt an ein

„. . . fossil selbst nicht erhaltungsfähiges Mikrowesen pflanzlicher oder tierischer Zugehörigkeit", das die Kalkausscheidung bewirkt haben könnte. Die Untersuchungen von Flügel (1967) bestätigen einen organischen Anteil in den Plattenkalken. Barthel (1964) zieht Vergleiche zu den rezenten Ablagerungen der Great Bahama Bank. Dort wird bevorzugt im ruhigen Wasser der Kalk in Form von Aragonit-Nadeln gefällt. Ungeklärt ist auch hier, ob die Fällung organischer oder anorganischer Herkunft ist.

Nach Mayr (1967, S. 36) haben wir mit chemischer und biochemischer Kalkfällung in den Lagunen, sowie mit Einschwemmung von Schlamm des Meeresgrundes vor den Riffen, zu rechnen. Fraglich ist, ob man hier von einer „. . . ankommenden Woge, die das Sediment brachte" (S. 19) sprechen sollte. Unter solchen Umständen würden die Schichten sicher nicht so feinstkörnig und über große Gebiete gleichmäßig abgelagert sein.

Es ist für die Genese der Plattenkalke bedeutsam, daß kein ununterbrochener Sedimentationsablauf vorliegt. Die zahlreichen Bänke und die petrographisch unterschiedlichen Ausbildungen von Flinz und Fäule stellen Unterbrechungen bzw. Änderungen der Sedimentation dar. Nach Fesefeldt (1962, S. 38) ist verschiedentlich eine petrographische Änderung von Fäulen über zähe Fäulen zu Blätterflinz und Flinz in horizontaler Richtung zu beobachten. Das bedeutet, daß während eines Sedimentationsvorganges verschiedenes Material abgelagert wurde. Die Trennfugen sind Sedimentationsunterbrechungen, über deren Zeitdauer keine Aussage möglich ist. Fesefeldt (1962) erklärt sie mit Wasserstandsschwankungen, sagt aber, daß sich „Gezeiten wie unsere heutigen" nicht nachweisen lassen. Mayr (1967) denkt an periodisches Trockenfallen, wobei der Schlamm oberflächlich trocknete und so vom später auflagernden Sediment getrennt bleibt. Dabei bildete sich auch das Kalkhäutchen, welches nach Mayr (1967, S. 23) nur bei Trockenfallen entstehen kann.

Für die Sedimentationsgeschwindigkeit ist der auf S. 168 erwähnte *L. knorri* von Interesse. Zwischen verspülten Schuppen und Skeletteilen liegt eine dünne Sedimentschicht. Es ist unwahrscheinlich, daß der Schlamm durch Wasserbewegung aufgewühlt wurde und dadurch die Wechsellagerung zustande kam, da die Mehrzahl der Schuppen unter den Knochen liegt. Nach Weiler (1929) und Schäfer (1962) können Fische schon innerhalb weniger Tage zerfallen. Die Zeitdauer ist aber abhängig von äußeren Einflüssen wie Temperatur und Salzgehalt des Wassers. Ließen sich diese für die Solnhofener Lagunen ermitteln, so ergäbe sich hier ein Anhaltspunkt für die Ablagerungsgeschwindigkeit. Gelegentlich werden bei Daiting Pflanzenreste gefunden, bei denen Zweige durch mehrere Schichten reichen. Die gute Erhaltung der Zweige auch in den höheren Schichten (3—5 mm in der Vertikalen) macht wahrscheinlich, daß keine sehr lange Zeit zwischen der Einbettung des tiefer liegenden Hauptastes und der höher liegenden Zweige vergangen sein kann. Mayr (1967, S. 30) beschreibt den Ganoidschlauch eines *Aspidorhynchus* sp., in dem sich Sediment schichtig abgesetzt hat und folgert, daß diese Ablagerungen recht schnell erfolgt sein müssen. Dennoch wird man kaum mit einer Gesamtablagerungszeit von einigen Jahrhunderten (wie Rothpletz 1909, Abel 1927,

Mayr 1967) rechnen können, da die Solnhofener Schichten etwa eine Ammoniten-Zone umfassen (Barthel 1964).

Für die Sedimentgenese waren sicher die paläogeographischen Verhältnisse von Bedeutung. v. Edlinger (1966) und v. Freyberg (1968) geben unter Verwendung neuerer Arbeiten darüber umfassenden Überblick. Es zeigt sich das Bild zahlreicher, durch Riffschwellen unterteilter Sedimentationströge, in deren Nähe sich weder Inseln noch Festlandsküsten nachweisen lassen. Später, zur Zeit der Ablagerung der Mörnsheimer Schichten bei Daiting, befand sich die Küste des mitteldeutschen Festlandes oder ihr vorgelagerte Inseln und Riffe, nicht mehr allzufern. Darauf deuten nach Fesefeldt (1962, S. 56) die zahlreichen Funde von Landpflanzen sowie das Vorkommen landbewohnender Tiere. Auch der z. T. recht hohe Feinschuttgehalt der Ablagerungen von Daiting ist in dieser Richtung zu bewerten.

Ruhigste und sicher auch riff-fernste Sedimentation fand im Eichstätter Bereich statt. Hier treffen wir dünne, homogene Platten, die über weite Strecken aushalten.

Riffeinflüsse sind weiter im Osten bei Hennhüll oder Kelheim (Schairer 1968) zu beobachten. Gradierte Schichten und Riffdetritus lassen unruhige Sedimentation erkennen.

c) Diagenese

Bei Entwässerung und Verfestigung des Kalkschlammes kam es zu Setzungserscheinungen, die besonders durch zerdrückte Fossilien nachweisbar sind. Fesefeldt (1962, S. 37) gibt einen vermutlichen Setzungsbetrag von 80% an. Schöne Beispiele für Setzung kennen wir aus Daiting. Taf. 9, Fig. 6 zeigt einen größtenteils von Sediment bedeckten *Hibolithes*. Der Phragmokon stand bei Einbettung offenbar in Verbindung mit dem Rostrum, er ist jetzt nur noch als Erhebung auf der Oberfläche zu erkennen. Der oberste Teil des Rostrums mit der Alveolarbegrenzung ragt über die Plattenoberfläche frei heraus. Ein dünnes Kalkbänkchen, das diesen Teil des Fossils ursprünglich bedeckte, wurde durchstoßen und liegt beiderseits der Alveole. Das stabile Rostrum ließ sich bei diagenetischer Verfestigung nicht zusammendrücken. Die umgebenden Schichten aber verminderten ihr Volumen und glitten an dem einsedimentierten Fossil vorbei. Dabei konnten sie, wie im vorliegenden Fall, sogar zerreißen.

Ähnliches zeigt ein anderes Exemplar von *Hibolithes*. Ein Schnitt durch das Stück (Taf. 9, Fig. 5) zeigt, wie die dunkelgraue Kalklage beim Eindringen des Rostrums ausgedünnt und verschmiert wurde. Im unteren Drittel des Querschnittes ist ein Verbiegen der feinen Schichten nach unten zu erkennen. In den oberen zwei Dritteln biegen die Lagen an den Seiten des Rostrums steil nach oben. Über dem Rostrum ist Aufwölben und Ausdünnen der Schichten zu bemerken.

Alle diese Erscheinungen sind Folge von Setzung. Die Verformung der Lagen macht einen Setzungsbetrag auf etwa 50% der ursprünglichen Mächtigkeit wahrscheinlich.

Aus Zandt stammt ein fast vollständiges Exemplar von *Perisphinctes* in

senkrechter Einbettung. Das Fossil ist ca. 13 cm breit und 5 cm hoch. Daraus errechnet sich eine Setzung auf ca. 40%. Es ist hier aber noch eine Breitenzunahme des Fossils durch Zerbrechen der Schale zu berücksichtigen. Das ergibt einen etwas geringeren Setzungsbetrag.

Auch andere Stücke ließen keine größere Setzung erkennen, ihr Betrag liegt also etwas unter dem von FESEFELDT vermuteten Wert.

3. Hangend — Liegend — Orientierung

Voraussetzung für die Ansprechbarkeit einer Schicht auf Liegend- oder Hangendfläche sind möglichst frische Schichtflächen. Ober- und Unterflächen müssen sich durch bestimmte Eigentümlichkeiten voneinander unterscheiden, sonst kann eine isolierte Kalkplatte nicht nachträglich orientiert werden, sofern nicht andere Faktoren, wie Einbettung von Fossilien, Rippelmarken oder Schwundrisse, zur Entscheidung herangezogen werden können.

Die rauhen, feinkörnigen Sedimente bei Daiting sind auf Hangend- und Liegendfläche gleich ausgebildet. Eine Orientierung von Platten aus diesem Bruch ist nur möglich, wenn Vertikalschnitte von Fossilien, besonders von Ammoniten, untersucht werden können. Dann läßt die durch das Aufsteigen der Schale hervorgerufene Verbiegung der Schichten eine Aussage zu (s. S. 154).

Ähnlich ist es in den hangenden Schichten der Brüche bei Haunsfeld. Auch hier ermöglichen nur Beobachtungen an eingebetteten Fossilien eine Orientierung. Im Liegenden zeigt genaue Betrachtung von Ober- und Unterflächen der Lagen, daß sie nicht völlig eben sind, sondern zahlreiche, geringe Erhöhungen und Vertiefungen aufweisen. Diese Unebenheiten sind derart, daß die Unterfläche einer Platte ein vorwiegend negatives und ihre Oberfläche ein vorwiegend positives Relief zeigt. Dieses Merkmal ist nicht auf die Brüche von Haunsfeld beschränkt, sondern wiederholt sich mehr oder weniger deutlich in fast allen Brüchen, besonders in denen bei Eichstätt. Es gilt aber nur für die festeren Schichtglieder (Flinze). Die Mergelzwischenlagen (Fäulen) zeigen keine solchen Oberflächenstrukturen. Am Übergang von Flinz zu Fäule sind die Flächen glatt. Nur größere Unebenheiten (z. B. eingebettete Fossilien) finden ihren Abdruck auch in der Fäulenlage. Die Reliefunterschiede der Flinze sind wahrscheinlich durch Synärese entstanden (s. S. 145).

Keine zur Orientierung aussagekräftigen Oberflächenstrukturen zeigen die „oberen Schiefer" (v. EDLINGER 1964, S. 51), in denen der größte Teil des Bruches IMBERG bei Pfalzpaint liegt. Lediglich Schnitte durch Rippeln oder eingebettete Fossilien lassen Schlüsse zu. Die über der Hangenden Krummen Lage erschlossenen, dünnplattigen Schichten des Malm zeta 3 weisen dagegen die erwähnten Reliefunterschiede auf und können somit leicht auf Hangend- oder Liegendfläche angesprochen werden.

Gleiche Unterscheidungsmöglichkeit besteht auch in dem liegenden, dünnplattigen Bereich des Malm zeta 1 im Bruch RYGOL bei Painten. Im Hangenden

ist dieses Merkmal sehr undeutlich. Hier bieten die in vielen Lagen häufigen Roll- und Schleifmarken Orientierungsmöglichkeit. Stets fanden sich die Eindrücke auf der Oberfläche der liegenden Platte und die positiven Ausfüllungen als Wülste auf der Unterfläche der hangenden Platte. Die Vermutung von SEILACHER (1963, S. 606), daß Ammoniten-Rollmarken im wesentlichen Teil der „Solnhofener Schiefer" als Eindrücke auf der Oberfläche der Flinze und im östlichen Bereich nur als Ausgüsse auf den Flinz-Unterflächen erhalten sind, läßt sich nicht bestätigen. Synärese-Risse (s. S. 143) sind aufgrund ihrer Ausbildung ebenfalls Anzeiger für die Hangend-Liegend-Orientierung. Sie sind als Wülste auf den Plattenoberflächen ausgebildet, die Unterfläche der hangenden Platte zeigt den entsprechenden Negativ-Abdruck.

In den Brüchen HARTEIS und NIEBLER bei H e n n h ü l l lassen die gleichartig rauhen Schichtflächen eine Orientierung nicht zu. Aussagen sind nur möglich, wenn Rollmarken oder Synärese-Risse beobachtet werden können. In schillreichen Lagen ist im Vertikal-Schnitt oft „graded bedding" erkennbar und ermöglicht Aussagen zur Hangend-Liegend-Orientierung.

E. Schriftenverzeichnis

ABEL, O.: Lebensbilder aus der Tierwelt der Vorzeit. — 714 S., 551 Abb., 2 Taf., Jena 1927

ABEL, O.: Fährtenstudien I. Über Schwimmfährten von Fischen und Schildkröten aus dem lithographischen Schiefer Bayerns. — Palaeobiologica, **3**, 371—412, Taf. 25—30, Wien & Leipzig 1930

ABEL, O.: Vorzeitliche Lebensspuren. — 600 S., 494 Abb., Jena 1935

AMMON, L. v.: Ueber neue Exemplare von jurassischen Medusen. — Abh. k. bayer. Akad. Wiss., II. Cl., **15**, 1. Abt., 105—168, 1 Abb., 3 Taf., München 1883

BAIER, J. J.: Oryctographie Norica. — 95 S., 6 Taf., Nürnberg 1708

BAIER, J. J.: Sciagraphia Musei svi accedunt Supplementa Oryctographiae Noricae. — 64 S., 3 Taf., Nürnberg 1730

BARTHEL, K. W.: Zur Entstehung der Solnhofener Plattenkalke (unteres Untertithon). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **4**, 37—69, 4 Taf., München 1964

BARTHEL, K. W.: Concentric Marks: Current Indicators. — J. sedim. Petrol., **36**, 1156—1162, 7 Abb., Wisconsin 1966

BAUSCH, W. M.: Der Obere Malm an der unteren Altmühl. Nebst einer Studie über das Riffproblem. — Erlanger geol. Abh., **49**, 38 S., 6 Taf., 22 Abb., 1 geol. Kt., Erlangen 1963a

BUCHANAN, H.: s. IMBRIE, J. & BUCHANAN, H.

CASTER, K. E.: Die sogenannten „Wirbeltierspuren" und die Limulus-Fährten des Solnhofener Plattenkalkes. — Palaeontol. Z., **22**, 12—29, Berlin 1941

CODEZ, J. & SAINT-SEINE, R. de: Révision des Cirripèdes acrothoraciques fossiles. — Bull. soc. géol. France, 6. Ser., **7**, 699—719, 4 Abb., 3 Taf., 3 Tab., Paris 1957

DACQUÉ, E.: Versteinertes Leben. — 131 S., 16 Abb., 48 Taf., Berlin & Zürich 1936

DEHM, R.: Zeitgebundene Gesteine und organische Entwicklung. — Geol. Rdsch., **45**, 52—56, 1 Abb., Stuttgart 1956

DREVERMANN, F.: Beobachtungen bei der Präparation von Solnhofener Versteinerungen. — Palaeont. Z., **10**, 289—292, 2 Abb., Berlin 1928

DZUŁINSKI, S. & SANDERS, J. E.: Current marks on firm mud bottoms. — Trans. Connecticut Acad. Arts Scienc., **42**, 57—96, 7 Abb., Taf. 1—22, New Haven/Connecticut & Copenhagen 1962

Edlinger, G. v.: Faziesverhältnisse und Tektonik der Malmtafel nördlich Eichstätt/Mfr. Mit feinstratigraphischer und paläogeographischer Bearbeitung der Eichstätter Schiefer-Vorkommen. — Erlanger geol. Abh., **56**, 75 S., 37 Abb., 1 Taf., 1 geol. Kt., Erlangen 1964

Edlinger, G. v.: Zur Geologie des Weißen Jura zwischen Solnhofen und Eichstätt (Mfr.). — Erlanger geol. Abh., **61**, 20 S., 6 Abb., 1 geol. Kt., Erlangen 1966

Fesefeldt, K.: Schichtenfolge und Lagerung des oberen Weißjura zwischen Solnhofen und der Donau (südliche Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., **46**, 80 S., 30 Abb., 1 Taf., 1 geol. Kt., Erlangen 1962

Flügel, E.: Elektronenmikroskopische Untersuchungen an mikritischen Kalken. — Geol. Rdsch., **56**, 341—358, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Stuttgart 1967

Flügel, E. & Franz, H.: Elektronenmikroskopischer Nachweis von Coccolithen im Solnhofener Plattenkalk (Ober Jura). — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., **127**, 245—263, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 24—26, Stuttgart 1967

Förster, R.: Über die Erymiden, eine alte konservative Familie der mesozoischen Dekapoden. — Palaeontographica, Abt. A, **125**, 61—175, 37 Abb., 8 Taf., Stuttgart 1966

Freyberg, B. v.: Geologie des Weißen Jura zwischen Eichstätt und Neuburg/Donau (südliche Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., **54**, 97 S., 18 Abb., 11 Taf., 1 geol. Kt., Erlangen 1964

Freyberg, B. v.: Übersicht über den Malm der Altmühl-Alb. — Erlanger geol. Abh., **70**, 40 S., 5 Abb., 3 Taf., 1 Kt., Erlangen 1968

Frischmann, L.: Versuch einer Zusammenstellung der bis jetzt bekannten fossilen Thier- und Pflanzen-Überreste des lithographischen Kalkschiefers in Bayern. — 46 S., Eichstätt (?) 1853

Fuchs, B.: Geologische Beobachtungen bei Nusplingen und sedimentpetrographische Untersuchungen über die Entstehung der Nusplinger Plattenkalke. — Jber. oberrhein. geol. Ver., N. F. **26**, 51—59, Stuttgart 1937

Fuchs, Th.: Studien über Fucoiden und Hieroglyphen. — Denkschr. math.-naturw. Kl. Kaiserl. Akad. Wiss., **42**, 80 S., 22 Abb., 9 Taf., Wien 1895

Gĕczy, B.: Über das Absterben und die Einbettung der Ammoniten. — Ann. Univ. Sci. budapest., Sect. Geol., **2**, 93—98, Budapest 1958

Giebel, C.: Zur Fauna des lithographischen Schiefers von Solenhofen. — Z. ges. Naturw., **5—6**, 373—388, Taf. 5—6, Berlin 1857

Goldfuss, A. & Münster, G.: Petrefacta Germaniae. — Teil II, 1—68, Taf. 72—96, 1833; 69—140, Taf. 97—121, 1835; 141—224, Taf. 122—146, 1837; 225—312, Taf. 147—165, 1841

Gümbel, C. W. v.: Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Ingolstadt (No. XV) der geognostischen Karte des Königreiches Bayern. — 34 S., Kassel 1889

Gümbel, C. W. v.: Geognostische Beschreibung des Königreiches Bayern. Vierte Abtheilung: Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura). — IX u. 763 S., zahlr. Abb., 1 geol. Kt., Kassel 1891

Haeckel, E.: Über zwei neue fossile Medusen aus der Familie der Rhizostomiten in dem kön. mineralogischen Museum zu Dresden. — N. Jb. Mineral. usw., 257—292, Taf. 5—6, Stuttgart 1866

Häntzschel, W.: Fährten und Problematica. — Fortschr. Paläont., 1, 52—57, Berlin 1937

Häntzschel, W.: Zur Frage der Kennzeichen fossiler Watten-Ablagerungen. — Senckenbergiana, **34**, 255—263, 4 Abb., Frankfurt 1953

Hecht, F.: Der Verbleib der organischen Substanz der Tiere bei meerischer Einbettung. — Senckenbergiana, **15**, 165—249, 19 Abb., Frankfurt 1933

Hertweck, G.: Möglichkeiten des Fossilwerdens von Quallen — im Experiment. — Natur u. Museum, **96**, 456—462, 6 Abb., Frankfurt 1966

Hölder, H.: Belemniten und Ammoniten als Beutetiere. — Aus der Heimat, **63**, 88—92, 6 Abb., Öhrungen 1955

Hölder, H.: Das Gefüge eines Placunopsis-Riffs aus dem Hauptmuschelkalk. — Jber. oberrhein. geol. Ver., N. F. **43**, 41—48, 1 Taf., Stuttgart 1961

Hölder, H. & Steinhorst, H.: Lebendige Urwelt. — 136 S., 155 Abb., Stuttgart 1964

Houten, F. B. v.: Cyclic Lacustrine Sedimentation, Upper Triassic Lockatong Formation, Central New Jersey and Adjacent Pennsylvania. — Kansas Geol. Surv. Bull., **169**, 497—531, 19 Abb., Lawrence (?) 1964

Imbrie, J. & Buchanan, H.: Sedimentary Structures in Modern Carbonate Sands of the Bahamas. In: Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation. — Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. **12**, 149—172, 37 Abb., Tulsa 1965

Jaekel, O.: Ueber Plicatocriden, Hycrinus und Saccocoma. — Z. dtsch. geol. Ges., **44**, 619—696, 13 Abb., Taf. 25—30, Berlin 1892

Janicke, V.: Fossil-Sediment-Strukturen in untertithonischen Plattenkalken der südlichen Frankenalb. — 116 S., 24 Abb., 15 Taf., München 1967

Janicke, V.: *Lumbricaria* — ein Cephalopoden-Koprolith. — N. Jb. Geol. Paläontol., Monatsh., Stuttgart 1969 a (im Druck)

Janicke, V.: Ein *Strobilodus* als Speiballen im Solnhofener Plattenkalk (Tiefes Untertithon, Bayern). — N. Jb. Geol. Paläontol., Monatsh., Stuttgart 1969 b (im Druck)

Jüngst, H.: Zur geologischen Bedeutung der Synärese. Ein Beitrag zur Entwässerung der Kolloide im werdenden Gestein. — Geol. Rdsch., **25**, 312—325, 6 Abb., Berlin 1934

Kieslinger, A.: Über fossile Medusen. — Verh. zool.-bot. Ges. Wien, **74—75**, 39—41, Wien 1924—25

Klinghardt, F.: Neue Deutung einer scheinbaren Kriechspur eines Tintenfisches aus dem Solnhofener Plattenkalk. — Paleontol. Z., **29**, 79—82, Stuttgart 1955

Knorr, G. W. & Walch: Sammlung von Merkwürdigkeiten der Natur und Alterthümer des Erdbodens, welcher petrolithische Körper enthält. — Nürnberg 1755

Kolb, A.: Die erste Meduse mit Schleifspur aus den Solnhofener Schiefern. — Geol. Bl. NO-Bayern, **1**, 63—69, 1 Abb., 1 Taf., Erlangen 1951

Kolb, A.: Die Ammoniten als Dibranchiata. — Geol. Bl. NO-Bayern, **11**, 1—26, 5 Abb., 2 Taf., Erlangen 1961

Kolb, A.: Ammoniten-Marken aus dem Solnhofener Schiefer bei Eichstätt (Ein weiterer Beweis für die Oktopoden-Organisation der Ammoniten). — Geol. Bl. NO-Bayern, **17**, 21—37, 2 Abb., 1 Taf., Erlangen 1967

Krumbeck, L.: Bemerkungen zur Entstehung der Solnhofener Schichten. — Cbl. Mineral. usw. Abt. B, No. 7, 428—434, Stuttgart 1928a

Krumbeck, L.: Faltung, untermeerische Gleitfaltung und Gleitstauchung im Tithon der Altmühlalb. — N. Jb. Mineral. usw., Abt. B, Beil.-Bd. **60**, 113—166, Taf. 6—11, Stuttgart 1928b

Kuhn, O.: Die Tier- und Pflanzenwelt des Solnhofener Schiefers. — Geol. bavar., **48**, 68 S., 1 Abb., München 1961

Lange, S.: Zur Morphologie und Taxonomie der Fischgattung *Urocles* aus Jura und Kreide Europas. — Palaeontographica, Abt. A, **131**, 1—78, 13 Abb., 5 Taf., Stuttgart 1968

Lessertisseur, J.: Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique. — Mém. Soc. geol. France, N. S. **34**, Fasc. 4, Mém. 74, 1—150, 11 Taf., 68 Abb., Paris 1955

Lörcher, E.: Eine neue fossile Qualle aus den Opalinusschichten und ihre paläogeographische Bedeutung. — Mitt. mineral.-geol. Inst. TH Stuttgart, **20**, 44—46, 3 Abb., Stuttgart 1931

Lüders, K.: Entstehung und Aufbau von Großrücken mit Schillbedeckung in Flut- bzw. Ebbetrichtern der Außenjade. In: Lüders, K. & Trusheim, F., Beiträge zur Ablagerung mariner Mollusken in der Flachsee. — Senckenbergiana, **11**, 123—142, 14 Abb., Frankfurt 1929

Malz, H.: Kouphichnium walchi, die Geschichte einer Fährte und ihres Tieres. — Natur u. Museum, **94**, 81—97, 15 Abb., Frankfurt 1964

Mayr, F. X.: Durch Tange verfrachtete Gerölle bei Solnhofen und anderwärts. — Geol. Bl. NO-Bayern, **3**, 113—121, 1 Taf., Erlangen 1953

Mayr, F. X.: Die naturwissenschaftlichen Sammlungen der Philosophisch-theologischen Hochschule Eichstätt. — Sonderdruck aus der Festschrift „400 Jahre Collegium Willibaldinum Eichstätt", 302—334, 8 Abb., Eichstätt 1964

Mayr, F. X.: Zur Frage des „Auftriebes" und der Einbettung bei Fossilien der Solnhofener Schichten. — Geol. Bl. NO-Bayern, **16**, 102—107, 2 Abb., Erlangen 1966

Mayr, F. X.: Paläobiologie und Stratinomie der Plattenkalke der Altmühlalb. — Erlanger geol. Abh., **67**, 40 S., 16 Taf., 8 Abb., Erlangen 1967

McKee, E. D.: Experiments on Ripple Lamination. In: Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation. — Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. **12**, 66—83, 7 Abb., 7 Taf., Tulsa 1965

Müller, A. H.: Grundlagen der Biostratonomie. — Abh. dtsch. Akad. Wiss. Berlin; Kl. Math. allg. Naturw., **3**, 147 S., 79 Abb., Berlin 1951

Münster, G.: Bemerkungen zur näheren Kenntnis der Belemniten. — 18. S., 2 Taf., Bayreuth 1830

Münster, G.: s. Goldfuss, A. & Münster, G.

Neumayr, M.: Erdgeschichte. — Bd. 2, 880 S., 581 Abb., 12 Taf., 2 Kt., Leipzig 1887

Niehoff, W.: Die primär geschichteten Sedimentsstrukturen, insbesondere die Schrägschichtung im Koblenz-quarzit am Mittelrhein. — Geol. Rdsch., **47**, 252—321, 39 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1958

Oppel, A.: Über Fährten im Lithographischen Schiefer *(Ichnites lithographicus)*. — 5 S., 1 Taf., 1862

Pettijohn, F. J.: s. Potter, P. E. & Pettijohn, F. J.

Potter, P. E. & Pettijohn, F. J.: Paleocurrents and Basin Analysis. — 296 S., 130 Abb., 30 Taf., Berlin — Göttingen — Heidelberg 1963

Quenstedt, W.: Beiträge zum Kapitel Fossil und Sediment vor und nach der Einbettung. — N. Jb. Mineral. usw., **58**, Abt. B., 353—432, Stuttgart 1927

Reck, H.: s. Staff, H. v. & Reck, H.

Reineck, H.-E.: Sedimentbewegungen an Kleinrippeln im Watt. — Senck. leth., **42**, 51—67, 5 Abb., 3 Taf., Frankfurt 1961

Reyment, R. A.: Some factores in the distribution of fossil Cephalopods. — Acta Univ. Stockholmensis (Stockh. Contr. Geol.), **1**, 97—184, 24 Abh., Taf. 1—7, Stockholm 1958

Richter, R.: Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie. III—VI. — Senckenbergiana, **4**, 103—141, 1 Taf., Frankfurt 1922

Richter, R.: Flachseebeobachtungen zur Palöontologie und Geologie. XII—XIV. — Senckenbergiana, **8**, 200—224, 1 Taf., Frankfurt 1926

Richter, R.: Die Einkippungsregel. — Senckenbergiana, **25**, 1 Abb., Frankfurt 1942

Roll, A.: Über den Oberen Malm der südwestlichen Frankenalb. Vorläufige Mitteilung. — Cbl. Mineral. usw., Abt. B, 553—564, 3 Abb., Stuttgart 1933

Roll A.: Über Fraßspuren an Ammoniten-Schalen. — Zbl. Mineral. etc., Abt. B, 120—124, 11 Abb., Stuttgart 1935

Roll, A.: Tektonische Bemerkungen zu einer geologischen Karte der südlichen Frankenalb. — Z. deutsch. geol. Ges., **92**, 205—252, 7 Abb., Taf. 7—8, Berlin 1940

Rothpletz, A.: Über die Einbettung der Ammoniten in die Solnhofener Schichten. — Abh., k. bayer. Akad. Wiss., II. Kl., **24**, 2 Abt., 313—337, 1 Abb., 2 Taf., München 1909

Saint-Seine, R. de: s. Codez, J. & Saint-Seine, R. de.

Sanders, J. E.: s. Dzułynski, S. & Sanders, J. E.

Schäfer, W.: Dehnungsrisse unter Wasser im meerischen Sediment. — Senckenbergiana, **35**, 87—99, 12 Abb., Frankfurt 1954

Schäfer, W.: Aktuo-Paläontologie nach Studien in der Nordsee. — 666 S., 277 Abb., 36 Taf., Frankfurt 1962

Schairer, G.: Sedimentstrukturen und Flossileinbettung in untertithonischen Kalken von Kelheim in Bayern. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **8**, 291—304, 13 Abb., München 1968

Schmidt, V.: Facies, Diagenesis and Related Reservoir Properties in the Gigas Beds (Upper Jurassic), North-western Germany. In: Dolomitization and Limestone Diagenesis — A Symposium. — Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. **13**, 124—168, 32 Abb., Tulsa 1965

Schneid, Th.: Die Geologie der fränkischen Alb zwischen Eichstätt und Neuburg a. D., I. Stratigraphischer Teil. — Geogn. Jh., **27**, 59—170, Taf. 1—9, **28**, 1—67, München 1914, 1915

Schwarz, A.: Gestrandete Quallen. — Natur u. Museum, **62**, 282—286, 6 Abb., Frankfurt 1932

Schwertschlager, J.: Die lithographischen Plattenkalke des obersten Weißjura in Bayern. — 36 S., 20 Abb., München 1919

Schwertschlager, J.: Beiträge zur Kenntnis der Bildung und Fauna der lithographischen Schiefer. — Palaeontol. Z., 7, 147—160 (m. Diskussion — 162), Berlin 1926

Seilacher, A.: Fossilien als Strömungsanzeiger. — Aus der Heimat, **67**, 170—177, 1 Taf., Öhringen 1959

Seilacher, A.: Umlagerung und Rolltransport von Cephalopoden-Gehäusen. — N. Jb. Geol. Paläontol., Monatsh., **11**, 593—615, 9 Abb., Stuttgart 1963

Seilacher, A.: Swimming Habits of Belemnites. — Recorded by Boring Barnacles. — Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeoecol., **4**, 279—285, Amsterdam 1968

Staff, H. v. & Reck, H.: Die Lebensweise der Zweischaler des Solnhofener lithographischen Schiefers. — Sitz.-Ber. Ges. naturforsch. Freunde, **3**, 157—175, 1 Abb., Taf. 6—11, Berlin 1911

Streim, W.: Stratigraphie, Fazies und Lagerungsverhältnisse des Malm bei Dietfurt und Hemau (Südliche Frankenalb). — Erlanger Geol. Abh., **38**, 49 S., 25 Abb., 1 geol. Kt., Erlangen 1961

Temmler, H.: Über die Schiefer- und Plattenkalke des Weißen Jura der Schwäbischen Alb. — Arb. geol.-paläontol. Inst. TH Stuttgart, N. F., **43**, 107 S., 18 Abb., 2 Tab., 24 Taf., Stuttgart 1964

Trusheim, F.: Eigenartige Entstehung von Tongallen. — Natur u. Museum, **59**, 70—72, 3 Abb., Frankfurt 1929

Trusheim, F.: Eine neue Lebensspur aus den lithographischen Schiefern Süddeutschlands. — Palaeontol. Z., **16**, 1—14, 2 Abb., 1 Taf., Berlin 1934

Walther, J.: Die Fauna der Solnhofener Plattenkalke. Bionomisch betrachtet. — Jenaische Denkschr., **11**, 135—214, 20 Abb., 8 Taf., Jena 1904

Weigelt, J.: Rezente Wirbeltierleichen und ihre paläobiologische Bedeutung. — 227 S., 37 Taf., 28 Abb., Leipzig 1927

Weigelt, J.: Ganoidfischleichen im Kupferschiefer und in der Gegenwart. — Palaeobiologica, **1**, 323—356, 16 Abb., 4 Taf., Wien & Leipzig 1928

Weiler, W.: Über das Vorkommen isolierter Köpfe bei fossilen Clupeiden. — Senckenbergiana, **11**, 40—47, 9 Abb., Frankfurt 1929

Wetzel, W.: Über einige umstrittene Bath-Ammoniten nebst paläobiologischen Bemerkungen über die Neoammoniten. — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., **124**, 84—102, 1 Abb., Taf. 12—14, Stuttgart 1966

Wilfarth, M.: Die Gezeiten im Meere des Malm bei Solnhofen. — Z. dtsch. geol. Ges., **88**, 57—61, Berlin 1936

Wiman, C.: Beobachtungen an Solnhofener Fossilien. — Probl. Palaeontol., **1**, 217—221, 1 Taf., Moskau 1936

Zeiss, A.: Geologie des Malm auf Gradabteilungsblatt Dollnstein (Südliche Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., **55**, 43 S., 6 Abb., 2 Taf., 1 geol. Kt., Erlangen 1964

Tafelerklärungen

Tafel 6

Fig. 1: Schleifmarke einer Meduse *Rhizostomites admirandus* (Haeckel), Bruch Schöpfel, Gungolding. 1962 I 102; x 0,5
Fig. 2: Synärese-Risse auf einer Plattenoberfläche, Bruch Niebler, Hennhüll. 1964 XXIII 74; x 0,4

Tafel 7

Fig. 1: Durch Synärese hervorgerufene Reliefunterschiede auf einer Schichtoberfläche. Pfahler, Schernfeld. 1964 XXIII 80; x 2,0
Fig. 2: Schichtunterfläche der hangenden Platte von Fig. 1
Fig. 3: Ammonit mit ?Algenanhängen, Bruch Rygol, Painten. 1964 XXIII 78; x 0,5
Fig. 4: *Hibolithes* sp., Längsschnitt. Schräg im Sediment eingebettet. Gemeindebruch Daiting. 1964 XXIII 50; nat. Gr.
Fig. 5: Plattenoberfläche mit zahlreichen Jugendexemplaren von *Saccocoma* (vorwiegend Negativ-Erhaltung). Bruch Pfahler, Schernfeld. 1964 XXIII 65 a; nat. Gr.
Fig. 6: Plattenunterfläche mit zahlreichen Jugendexemplaren von *Saccocoma* (vorwiegend Positiv-Erhaltung), Bruch Pfahler, Schernfeld. 1964 XXIII 65 b; nat. Gr.

Tafel 8

Fig. 1: Querschnitt durch *Aspidoceras* und umgebendes Gestein, Bruch Haunsfeld I. Erklärung s. Text S. 155 f.; 1964 XXIII 70; nat. Gr.
Fig. 2: *Neochetoceras* sp., Querschnitt durch ein schräg eingebettetes Exemplar und Nebengestein, Gemeindebruch Daiting. 1964 XXIII 55; x 2,0
Fig. 3: Ruhespur von *Mesolimulus*, Bruch Imberg, Pfalzpaint. 1964 XXIII 46; x 0,6

Tafel 9

Fig. 1: Ruhespuren von Crustaceen, Bruch Niebler, Hennhüll. 1964 XXIII 73; x 2,0
Fig. 2: *Belemnites acicula* Münster mit aufgewachsenen Austern, Bruch Dr. Barth, Schernfeld. 1964 XXIII 68; x 1,5
Fig. 3: *Palaeocyparis* mit aufgewachsenen Larven von Lamellibranchiaten, Gemeindebruch Daiting. 1964 XXIII 60; x 2,0
Fig. 4: *Hibolithes* sp., schräg im Sediment eingebettet, mit Bohrlöchern von *Brachyzapfes elliptica* Codez. Gemeindebruch Daiting. 1964 XXIII 51; x 1,5
Fig. 5: Querschnitt durch *Hibolithes* sp.; beim Eindringen in das Sediment wurden die unteren Schichten durchstoßen. Gemeindebruch Daiting. 1964 XXIII 48; x 1,2
Fig. 6: *Hibolithes* sp., etwas schräg eingebettet. Seitlich des Rostrums läßt sich Setzung des Sedimentes erkennen. Gemeindebruch Daiting. 1964 XXIII 56; nat. Gr.
Fig. 7: Salz-Pseudomorphosen. Bruch Schöpfel an der Straße Gungolding-Hofstetten. 1961 I 460; nat. Gr.

Tafel 10

Fig. 1: Anhäufung von jungen Lamellibranchiaten (*Ostrea* sp.). Vermutlich an Algen angeheftet eingedriftet. Gemeindebruch Daiting. 1964 XXIII 57; x 0,35
Fig. 2: Bruchstücke einer Gravesien-Schale mit aufgewachsenen Austern, Plattenoberfläche. Wintershof. 1964 XXIII 82; x 0,15

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 9 | 183—199 | München, 31. 12. 1969

Mikrofazielle Untersuchungen in untertithonischen, geschichteten Kalken von Kapfelberg bei Kelheim in Bayern.

Von Gerhard Schairer, München und Marcel Lupu, Bukarest[1])

Mit 8 Abbildungen und Tafeln 11—12

Zusammenfassung

Es werden Gesteinsausbildung und einige Sedimentstrukturen aus dem Untertithon von Kapfelberg bei Kelheim in Ost-Bayern beschrieben. Außerdem wird ein Überblick über Mikrofauna und -flora gegeben. Aufgrund der Abnahme von Detritus und dessen Korngröße und der Veränderung der Algenflora vom Liegenden zum Hangenden wird auf eine Verflachung des interrezifalen Sedimentationsraumes und eine Verlagerung der Riffe nach Süden geschlossen.

Summary

Facies and sedimentary structures of some Lower Tithonian limestones of Kapfelberg (near Kelheim, E-Bavaria) are described. In addition their content in microfauna and -flora is summarized. Grain size of detritus decreases from bottom to top and the algal flora is also subjected to change. This suggests that the interrecifal basin becomes shallow as the reefs shift toward the south.

Inhalt

Einleitung 184
Profilbeschreibung 185
Gesteine 188
Schlußbetrachtungen 195
Schriftenverzeichnis 198

1) Dr. Gerhard Schairer, Institut für Paläontologie und historische Geologie, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10/II.
Marcel Lupu, Geologisches Institut, Bukarest, Sos. Kiseleff 55.

Der große, aufgelassene Steinbruch SW Kapfelberg (Gradabteilungsblatt 7037 Kelheim, r 98 100 h 20 680), am nördlichen Ufer der Donau (Abb. 1), erschließt oberen Weißen Jura in einer Mächtigkeit von ca. 20 m. RUTTE (1962, S. 66) stellt die Schichten zu den Tiefen Ulmensis-Schichten. Nach FREYBERG (1968, S. 10 ff.; S. 15, Tab. 2; Taf. 1) gehören die entsprechenden Lagen der Kelheimer Gegend zum Weißjura Zeta 1 + 2 (Geisental-Schichten und Solnhofener-Schichten). SCHMIDT-KALER (1968, S. 35, Tab. 1) parallelisiert die in Frage stehenden Schichten ebenfalls mit Weißjura Zeta 1/2. Die Schichtenfolge des Kapfelberger Bruches wäre danach in das Untertithon zu stellen und mit den Solnhofener Plattenkalken zu vergleichen.

Die Fazies des Untertithons der Gegend von Kelheim, die sich von der des Solnhofener Bereiches durch ihren erheblichen Anteil an Detritus unterscheidet, wurde von RUTTE (1962, S. 16 ff.) eingehend beschrieben. Er differenziert in Massenkalke, deren Hauptteile in tiefere Schichten zu stellen sind; Kelheimer Fazies (= Riffschuttsedimente), die er in 8 Typen untergliedert und Plattenkalkfazies. Im Profil von Kapfelberg wechsellagern Plattenkalkfazies und Kelheimer Fazies, außerdem sind die plattigen Kalke zum Teil aus Riffschutt aufgebaut. Eine eindeutige Trennung dieser beiden Fazies ist demnach an dieser Lokalität nicht möglich. Aus der Schichtfazies (Plattenkalkfazies und Kelheimer Fazies) beschreibt SCHAIRER (1968) Sedimentstrukturen und Formen der Fossileinbettung. Er kommt zu der Schlußfolgerung, daß es sich bei diesen Sedimenten um „allodapische Kalke" (MEISCHNER 1964) handelt.

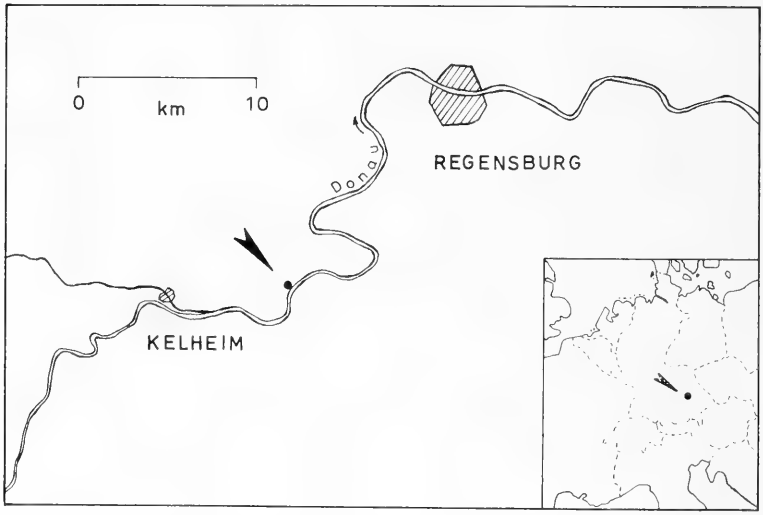


Abb. 1: Lage des Steinbruchs von Kapfelberg.

Detailuntersuchungen zu der Schichtenfolge und den Faziesverhältnissen im Untertithon wurden bisher nicht in größerem Rahmen durchgeführt. Diese erscheinen jedoch notwendig, um Hinweise zur Entstehung der Sedimente zu erhalten und um eine Parallelisierung der einzelnen Profile möglich zu machen. Ein sowohl für die Gesamtschichtfolge als auch für die Fazies repräsentatives Profil ist in diesem Gebiet nicht vorhanden. Das Profil von Kapfelberg schien durch seine große Aufschlußhöhe (untersuchte Mächtigkeit: 15 m), durch seine Lage im Verhältnis zu den anderen Vorkommen (es ist eines der am weitesten östlich und den Riffen am nächsten gelegenen Vorkommen) und seine vielfältige Gesteinsausbildung zu derartigen Untersuchungen besonders geeignet.

Aus jeder Lage der zugänglichen Schichtenfolge wurden orientierte Handstükke entnommen. Von jeder Probe wurde ein Lackfilm hergestellt und dieser auf einem Profilprüfer untersucht. Für die gröberdetritischen Gesteine wurden einzelne Komponenten ausgezählt (in einem Netz von 50 x 50 cm, bei einem Maschenabstand von 5 cm und 20facher Vergrößerung). Es wurden jeweils die auf die Gitterkreuzungspunkte fallenden Komponenten berücksichtigt. Typische und fossilreiche Gesteine wurden zusätzlich in Dünnschliffen untersucht.

G. Schairer hat die Arbeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter im Programm „Sedimentforschung" (Solnhofener Plattenkalke) der Deutschen Forschungsgemeinschaft, M. Lupu im Rahmen eines Stipendiums der Alexander-von-Humbold-Stiftung durchgeführt. Für die finanzielle Unterstützung durch diese beiden Institutionen, die die Arbeit erst ermöglichte, soll an dieser Stelle besonders gedankt werden. Den Herren Prof. Dr. P. Schmidt-Thomé, Dr. F. Fabricius, Dr. K. W. Barthel, Dr. E. Ott und Dipl.-Geol. W. Kretzler danken wir herzlich für ihr freundliches Entgegenkommen und wertvolle Hinweise.

Profilbeschreibung

Der Steinbruch SW Kapfelberg (r 98 100 h 20 680) erschließt außer 20 m Untertithon noch 12,5 m Regensburger Grünsandstein (oberes Cenoman) (Rutte 1962, S. 93). Der Aufschluß ist ziemlich stark verwachsen und die Wände weitgehend mit Verwitterungsschutt bedeckt. In der westlichen Bruchwand ist noch ein Teil der Schichtenfolge des Untertithon zugänglich. Die Schichten sind etwas verstellt, was nach Rutte (1962, S. 34 u. S. 66) wenigstens zum Teil auf einen Bergsturz im Jahr 1831 zurückgeführt werden kann. Eine Störung der Abfolge ist dadurch jedoch in dem untersuchten Teil des Profils nicht herbeigeführt worden.

Die untertithonischen Schichten bestehen aus einer Wechselfolge von grob- bis feindetritischen Kalksteinen (Abb. 2). Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen schwankt zwischen wenigen mm und mehreren dm. Die meisten grobdetritischen Schichten weisen eine gewisse Gradierung auf. Korngröße und Anteil des gröberen Detritus an der Gesteinszusammensetzung nehmen vom Liegenden zum Hangenden hin ab. Erscheinungen, die mit subaquatischen Rutschungen zusammenhängen, sind nicht selten, aber von geringem Ausmaß. Es handelt sich um leichte Schichtverstellungen (Abb. 3b), schwache Verbiegung einzelner Schichten und um Runzelung von Oberflächen. An einer Stelle konnte beobachtet werden, daß das

PROFIL KAPFELBERG
• Cayeuxia
+ Salpingoporella
x Clypeina
■ Schwamm -
o Hydrozoen - Rest
□ Korallen -
~ Fossil -
▽ Verk.esetung
↓ Gradierung
↓ Rutschung
Feinschichtung
1-7 Gesteinstypen
25 cm

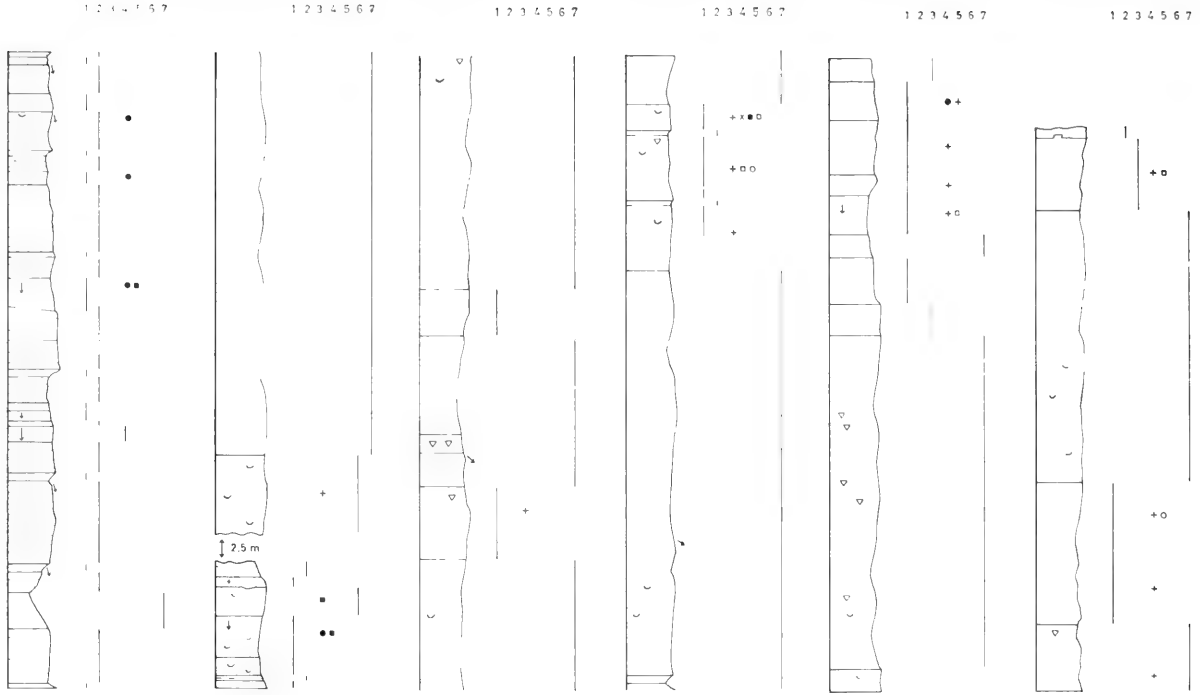


Abb. 2: Das zugängliche Profil des Untertithon im Steinbruch von Kapfelberg (Mächtigkeit 15 m). Die vertikalen Striche zeigen die Verbreitung eines bestimmten Gesteinstyps an (Zahlen 1—7).

liegende gröbere Sediment apophysenartig in die hangende feinerkörnige Lage hineingreift (Abb. 3a). Diese Struktur läßt sich durch Rutschen der feinerkörnigen Lage erklären, wobei sie die liegende Schicht mitnahm und stauchte.

Erosionsformen sind häufig zu beobachten (Abb. 3c). Grobdetritische Lagen greifen in die liegenden Sedimente ein und können deren Schichtung unterbrechen. Der Ausguß der Hohlformen macht sich an der Unterseite der grobdetritischen Lage als länglicher Wulst bemerkbar. Zahlreiche Intraklaste verschiedener Größe weisen auf Aufarbeitung hin.

Oberflächenstrukturen, die als Folge von Synärese zu betrachten wären, wurden nicht beobachtet. Das Fehlen dieser Erscheinungen ist auf die starke Beteiligung von gröberem Material am Aufbau der Gesteine zurückzuführen. Dadurch wird eine so weitgehende mechanische Auffüllung der Kolloide erreicht, daß Synäreseerscheinungen nicht mehr möglich sind (JÜNGST 1934). Verkieselungen sind selten und erfassen nur kleinere Teile einzelner Lagen. Sie treten im oberen Teil des Profils auf, besonders in feinkörnigen, mikritischen Kalken. Brauneisenbildungen sind über das ganze Profil verstreut. Zum Teil handelt es sich um Pseudomorphosen nach Pyrit, zum Teil sind es jedoch sekundäre Infiltrationen. Gelegentlich finden sich Brauneisenknollen bis 5 cm Durchmesser.

Fossilreste sind besonders in grobdetritischen Lagen häufig. Es handelt sich dabei vor allem um Schalenreste von Brachiopoden, seltener Pelecypoden und Gastropoden. Gelegentlich finden sich auch Reste von Ammoniten, insbesondere Innenwindungen von Perisphinctiden. Außer einem Exemplar von *Aspidoceras longispinum* (SOWERBY) war jedoch kein Stück bestimmbar. Einen wesentlichen Teil des Fossilinhalts bilden Reste verschiedener Algen. So bestehen einige dünne (ca. 1 cm), detritische Lagen zu einem erheblichen Teil aus Bruchstücken von Algen der Gattung *Cayeuxia*. Lebensspuren scheinen sehr selten zu sein. Bisher wurde uns nur eine Platte mit Grabbauten (möglicherweise von *Callianassa*) bekannt, die Herr Studienrat VOIGTLÄNDER, München, der Bayerischen Staatssammlung schenkte. Auf der 23 x 14 cm großen Platte ist ein sich dreidimensional verzweigendes Bautensystem zu beobachten (Abb. 4). Im Anschliff sind die Gänge nur undeutlich zu erkennen. Sie heben sich von der Umgebung durch eine geringe Materialverschiedenheit ab.

Gesteine

Die recht vielfältige Gesteinsausbildung wird anhand von 7 Typen dargestellt, die die wesentlichen Gesteinsvarietäten umfassen. Zwischen den einzelnen Gesteinstypen bestehen zahlreiche Übergänge. Die Häufigkeit der einzelnen Typen ist aus Abb. 8 ersichtlich. Es überwiegt Typ 1 mit 37% (bezogen auf die untersuchte Mächtigkeit), gefolgt von Typ 7 mit 29% und Typ 2 mit 23%. Wesentlich seltener sind die übrigen Typen vertreten: Typ 3 mit 7%, Typ 4 mit 2%, Typ 5 mit ca. 1% und Typ 6 mit 1%.

Typ 1 (Abb. 5a, 7A-C). Makroskopisch: Helles, gebliches bis bräunliches, poröses Gestein. Erkennbar sind Reste organischer Hartteile; kleine, weiß-

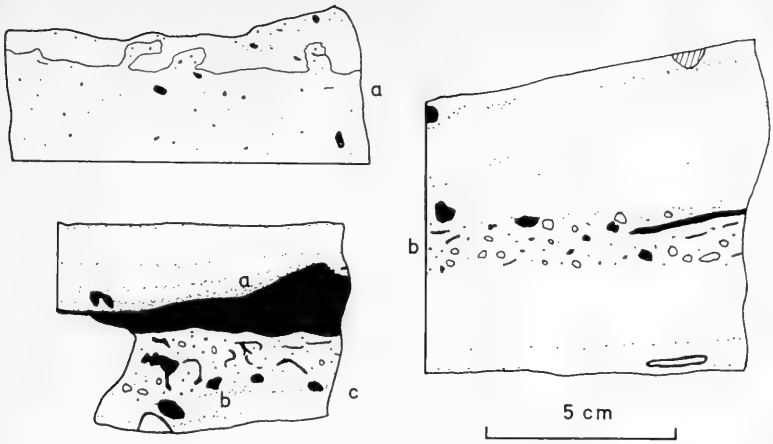


Abb. 3: Sedimentstrukturen. a) Durch Rutschen der oberen Lagen wurden Teile der unteren apophysenartig aufgepreßt. b) Durch Sedimentgleiten wurden einzelne Lagen verstellt und abgeschnitten. c) An einen großen Schalenrest lagern sich einzelne Schichten an (a). Die unter dem Schalenrest folgende grobkörnige Lage greift in eine feinkörnige ein (b).

liche, mehr oder weniger gerundete Partikel und Sedimentbrocken (Intraklaste). Das größte beobachtete Korn hat einen Durchmesser von etwa 2 cm. Es ist eine gewisse Gradierung mit unvollständiger Korngrößenabfolge zu beobachten. Die Sortierung ist gering oder fehlt. Eine Schichtung ist nicht vorhanden. Die grobkörnige Lage wird meist von einer dünnen, feinkörnigen Schicht abgeschlossen. Brauneisen ist diffus verteilt vorhanden.

Mikroskopisch: Biomikrit mit mehr oder weniger zahlreichen Intraklasten, Ooiden und Onkoiden. Die einzelnen Komponenten sind zum Teil umkrustet. Die größeren Partikel berühren sich gegenseitig. Die mikritische Grundmasse ist teilweise umkristallisiert, ebenfalls ein Teil der organischen Reste.

Fossilinhalt:

Clypeina jurassica Favre
Salpingoporella
?Teutloporella
Thaumatoporella parvovesiculifera (Raineri)
Bacinella irregularis Radoičić
Cayeuxia piae Frollo
Cayeuxia moldavica Frollo
Consinocodium
Lithocodium
Haplophragmoides
Ammobaculites
Haplophragmium
Pseudocyclammina
Textularia
Bigenerina

Involutina cf. *turgida* KRISTAN
Trocholina
Cornuspira
Ophthalmidium
Quinqueloculina
Triloculina
Nodosaria
Conicospirillina basiliensis MOHLER
Spirillina
Ventrolamina
sessile Foraminiferen
Calcispongea
Hydrozoa
Anthozoa
Bryozoa
„*Terebratula*"
„*Rhynchonella*"
Schalenreste von Pelecypoda und Gastropoda
Reste von Echinodermata

Typ 2 (Abb. 5d). Makroskopisch: Helles, gebliches, sehr poröses und relativ feinkörniges Gestein. Es ist eine Schichtung vorhanden, die durch den Wechsel etwas gröber- und feinerdetritischen Materials hervorgerufen wird. Innerhalb der gröberdetritischen Lagen können einzelne größere Komponenten auftreten, wie Reste von Brachiopodenschalen, Schwämme oder Algen. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen ist zum Teil nicht konstant, sie kann nach der Seite zu- oder

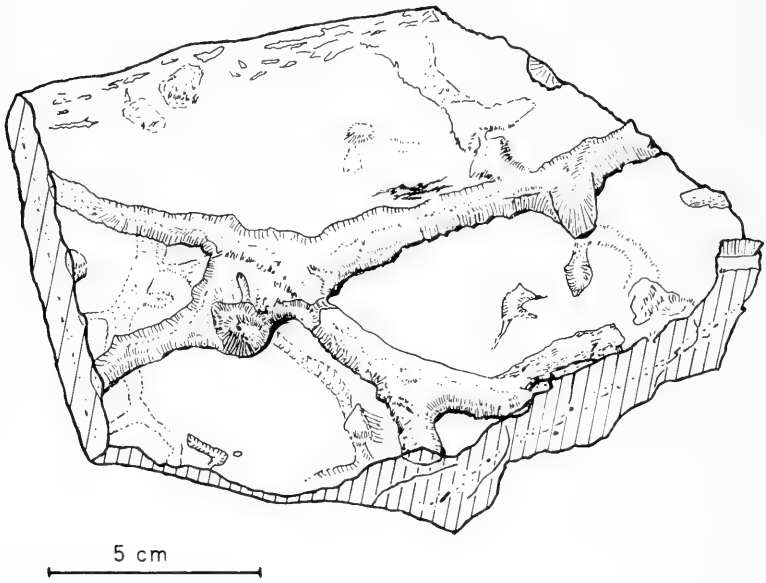


Abb. 4: Grabbauten von ?*Callianassa* (gez. H. KLEIBER).

abnehmen. Brauneisen ist diffus über das Gestein verteilt und kann an den Schichtflächen angereichert sein.

Mikroskopisch: Mikrit mit wechselndem Gehalt an gröberem Detritus. Die makroskopisch erkennbaren feinerkörnigen Lagen können noch in sich feingeschichtet sein. Diese Feinschichtung wird hervorgerufen durch sehr dünne Lagen etwas gröberen Detritus'. Die gröberkörnigen Schichten sind zum Teil etwas umkristallisiert. An einzelnen Komponenten ließen sich unterscheiden: Reste organischer Hartteile; kleine, abgerundete, dunkel erscheinende Partikel, die gelegentlich konzentrische Innenstruktur zeigen und kleine Intraklaste.

Fossilinhalt:
Cayeuxia piae Frollo
Cayeuxia moldavica Frollo
Lithocodium
?Haplophragmium
Pseudocyclammina
Textularia
Triloculina
Nodosaria
Schalenreste von Brachiopoda und Gastropoda
Reste von *Saccocoma* und Seeigeln

Typ 3 (Abb. 6a, 7E). Makroskopisch: Helles, gelbliches bis weißliches, sehr poröses Gestein mit angedeuteter Schichtung. In einer relativ feinen Grundmasse schwimmen größere Fossilreste und Intraklaste. Auffallend sind in manchen Lagen zahlreiche Schalenreste von Brachiopoden, die mehr oder weniger horizontal eingebettet sind. Außerdem lassen sich Algen-, Poriferen-, Hydrozoen- und Echinodermenreste erkennen. Von Bedeutung sind auch Intraklaste, oft aus grobdetritischem Material. Brauneisen ist im allgemeinen diffus verteilt, kann aber in einzelnen Bereichen angereichert sein. Es kommen Brauneisenkonkretionen bis 5 cm Durchmesser vor.

Mikroskopisch: Biomikrit. Der Detritus besteht neben Resten organischer Hartteile aus kleineren und größeren, mehr oder weniger abgerundeten Intraklasten; kleinen, gerundeten, dunkel erscheinenden Partikeln ohne Innenstruktur; Onkoiden und einzelnen Ooiden. Die größeren Komponenten berühren sich gewöhnlich nicht. Die mikritische Grundmasse ist teilweise umkristallisiert.

Fossilinhalt:
Salpingoporella
Thaumatoporella
Bacinella irregularis Radoičić
Cayeuxia
?Boueina
Haplophragmoides
?Haplophragmium
Ammobaculites
Pseudocyclammina
Textularia
Bigenerina
Trochammina
Trocholina
Involutina

?Protopeneroplis
Ventrolamina
Ophthalmidium
Quinqueloculina
Nodosaria
Lenticulina

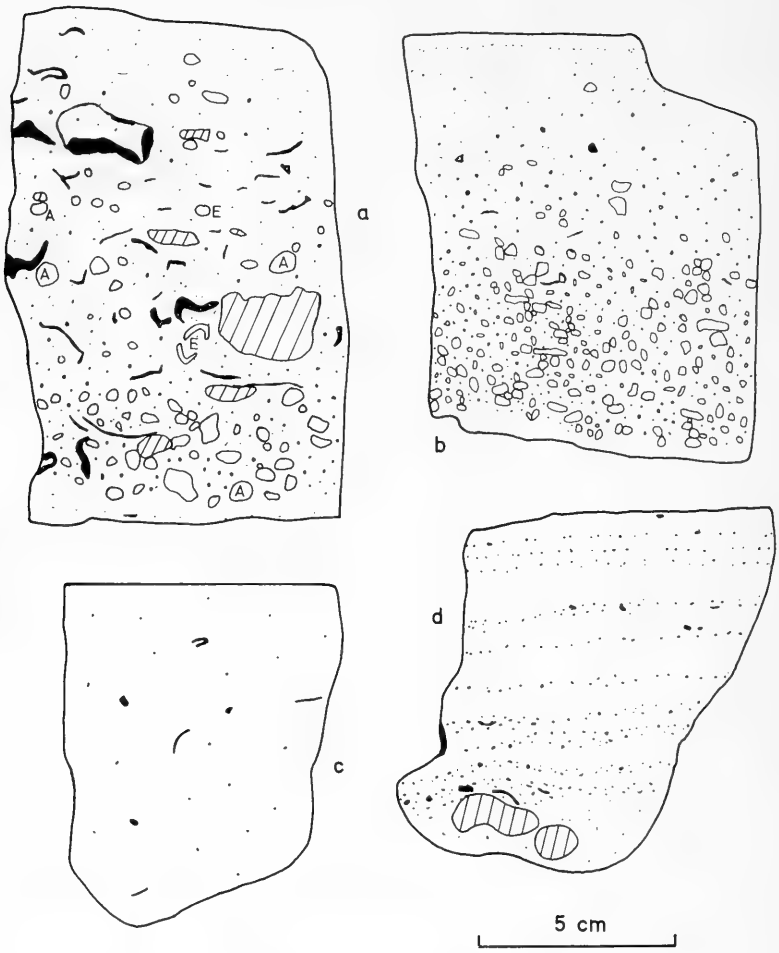


Abb. 5: Übersicht über die 7 wesentlichen Gesteinstypen.
a) Gesteinstyp 1 zeigt eine gewisse Gradierung und keine Schichtung. b) Gesteinstyp 4: gradierte Gesteine mit fast kontinuierlicher Korngrößenabfolge und relativ kleinem Durchmesser der einzelnen Komponenten. c) Gesteinstyp 7: Mikrit mit wenig feinem Detritus und einzelnen größeren Fossilresten. Eine Schichtung ist nicht vorhanden. d) Gesteinstyp 2: Wechsellagerung von feiner- und gröberdetritischen Schichten. Schwarz: Schalenreste; schraffiert: Intraklaste; einfach umrandet: Onkoide u. ä.; A: Algen-, E: Echinodermen-, S: Schwammreste.

Conicospirillina
Calcispongea
Anthozoa
„*Terebratula*"
„*Rhynchonella*"
Schalenreste von Pelecypoda und Gastropoda
Reste von *Saccocoma* und Seeigeln

Typ 4 (Abb. 5b, 7D). Makroskopisch: Weißliches bis bräunliches, mäßig poröses Gestein. Gradiert mit geringen Korngrößenlücken, gegen das Hangende in feinkörnigen Mikrit übergehend. Die größten Komponenten weisen einen Durchmesser unter 1 cm auf. Schalenreste, Algen, Intraklaste, weißliche, rundliche Partikel und umkrustete Reste sind häufig. Brauneisen ist feinverteilt vorhanden.

Mikroskopisch: Biomikrit mit zahlreichen Intraklasten; kleinen, rundlichen, dunkel erscheinenden Partikeln; Onkoiden und einzelnen Ooiden. Zwischenmasse zum Teil umkristallisiert.

Fossilinhalt:
Clypeina
Thaumatoporella
Cayeuxia
Lithocodium
Pseudocyclammina
Textularia
Ophthalmidium
Quinqueloculina
Schalenreste von Brachiopoda, Pelecypoda und Gastropoda
Reste von Echinodermata

Typ 5 (Abb. 6c). Makroskopisch: Gelbliches bis bräunlichgraues, mäßig poröses Gestein. Wechsellagerung von helleren und dunkleren Bändern (im Durchschnitt unter 1 mm dick). Die einzelnen Lagen sind unregelmäßig gewellt, die helleren erscheinen etwas flaserig. Es sind einzelne gröbere Komponenten eingelagert, z. B. Bruchstücke von Brachiopodenschalen oder Seeigelstacheln. Auf der Oberfläche einiger Lagen finden sich Quarzkörner mit Durchmesser bis zu 2 mm. Die Körner sind wenig gerundet, subangular. Wahrscheinlich handelt es sich um detritischen Quarz.

Mikroskopisch: Feingeschichteter, teilweise umkristallisierter Mikrit. Ein gröberdetritischer Anteil tritt weitgehend zurück. Die hellen Lagen erscheinen gröberkristallin als die dunkleren. In den dunklen Teilen ist feiner, diffus verteilter Detritus zu erkennen. Bei stärkerer Vergrößerung lösen sich die einzelnen Lagen in dunklere und hellere Wolken und Linsen auf. Die dunkleren Teile sind feiner-, die helleren gröberkristallin. Der Anteil der dunkleren und helleren Partien in den einzelnen Lagen bestimmt deren makroskopische Farbe. Im Detritus sind einzelne Foraminiferen, vor allem Textularien, Schalenreste und kleine, rundliche Partikel ohne Innenstruktur zu erkennen.

Typ 6 (Abb. 6b). Makroskopisch: Helles, bräunlichgraues, mäßig poröses bis poröses Gestein. In einer relativ feinen Grundmasse schwimmen größere Fossilreste und Intraklaste (bis 1 x 6 cm). Ein bemerkenswerter Anteil in einigen

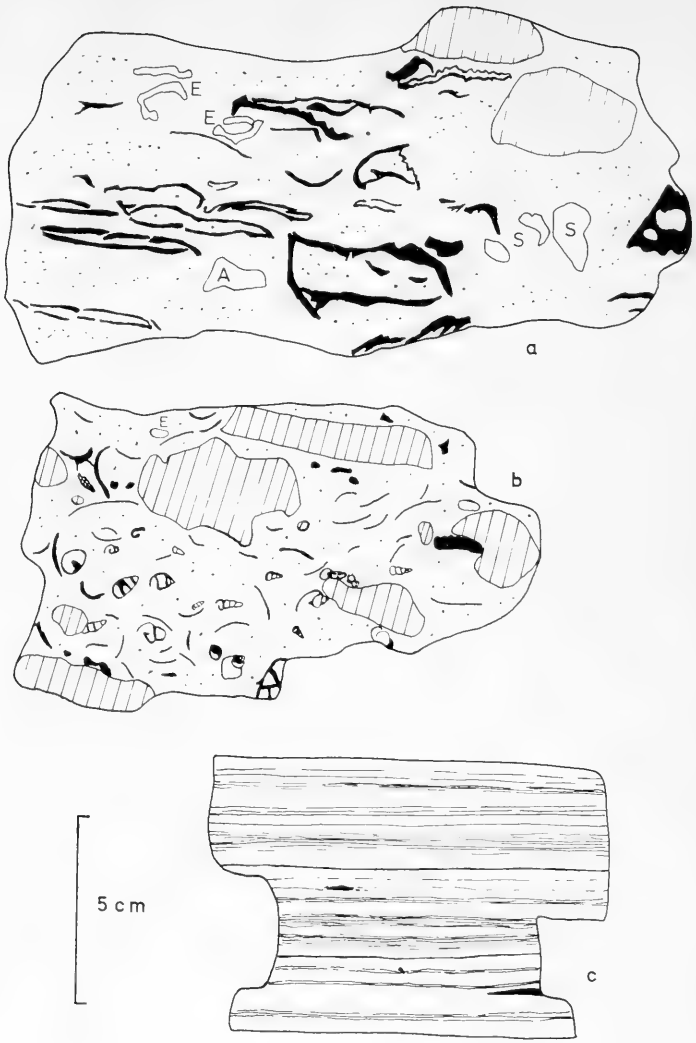


Abb. 6: Übersicht über die 7 wesentlichen Gesteinstypen.
a) Gesteinstyp 3: eine große Anzahl von Schalenresten, vor allem von Brachiopoden, sind mehr oder weniger horizontal eingelagert. Es ist eine gewisse Schichtung zu erkennen. b) Gesteinstyp 6: zahlreiche Reste von Gastropoden und Brachiopoden sind bezeichnend. Eine Schichtung ist nicht vorhanden. c) Wechsellagerung von dünnen, hellen und dunklen Schichten. Die einzelnen Lagen sind unregelmäßig gewellt und erscheinen zum Teil flaserig. Erläuterungen der Signaturen bei Abb. 5.

Lagen sind Gastropodenreste, die stellenweise gehäuft auftreten. Ein Teil der Partikel ist umkrustet. Die einzelnen Komponenten sind nur undeutlich eingeregelt, eine Schichtung ist nicht zu erkennen. Brauneisen ist diffus verteilt vorhanden.

Mikroskopisch: Etwas umkristallisierter Biomikrit mit Intraklasten, Onkoiden und kleinen, rundlichen Partikeln ohne Innenstruktur. Die einzelnen größeren Komponenten berühren sich meist nicht.

Fossilinhalt:
Salpingoporella
Thaumatoporella
?*Teutloporella*
Bankia striata (Carozzi)
Haplophragmium
Textularia
Involutina
Ophthalmidium
Quinqueloculina
„*Terebratula*"
„*Rhynchonella*"
Reste von Gastropoda und Echinodermata

Typ 7 (Abb. 5c). Makroskopisch: Helle, gelblich-weiße bis bräunlichgraue, poröse bis mäßig poröse Gesteine. Nur einzelne gröbere Komponenten, meist Schalenreste, erkennbar. Diese sind meist mehr oder weniger horizontal eingebettet. Eine Schichtung ist nicht vorhanden. Brauneiseninfiltrationen sind zum Teil sehr stark. Einzelne Partien sind verkieselt.

Mikroskopisch: Mikrit mit einzelnen Fossilresten und Intraklasten.

Fossilinhalt:
?*Bacinella*
Textularia
?Bryozoa
Schalenreste von Brachiopoda
Reste von Echinodermata

Schlußbetrachtungen

Die untertithonischen Schichten von Kapfelberg enthalten große Mengen an Detritus, der ungleichmäßig über das Profil verteilt ist. Die gröberdetritischen Gesteine weisen oft Gradierung und geringe Sortierung auf. Intraklaste und Kolke an der Basis gröberkörniger Gesteine weisen auf erosive Tätigkeit hin. Es ist zu vermuten, daß Gradierung und Erosion die gleiche Ursache haben.

Die in den detritischen Gesteinen enthaltene Fauna und Flora läßt auf flaches, bewegtes Wasser, d. h. günstige Lebensbedingungen schließen. Hinweise auf autochthones Benthos und Infauna sind sehr selten. Man hat mit ungünstigen Lebensbedingungen im Ablagerungsraum zu rechnen. Es muß angenommen werden, daß der organische und anorganische Detritus in den Sedimentationsraum verfrachtet wurde. Gegen eine Entstehung am Ort sprechen die vergleichsweise sehr geringe Aufarbeitung, Gradierung, geringe Sortierung und das fast völlige Fehlen von Infauna und Benthos. Man kann annehmen, daß es sich bei dem Detritus um

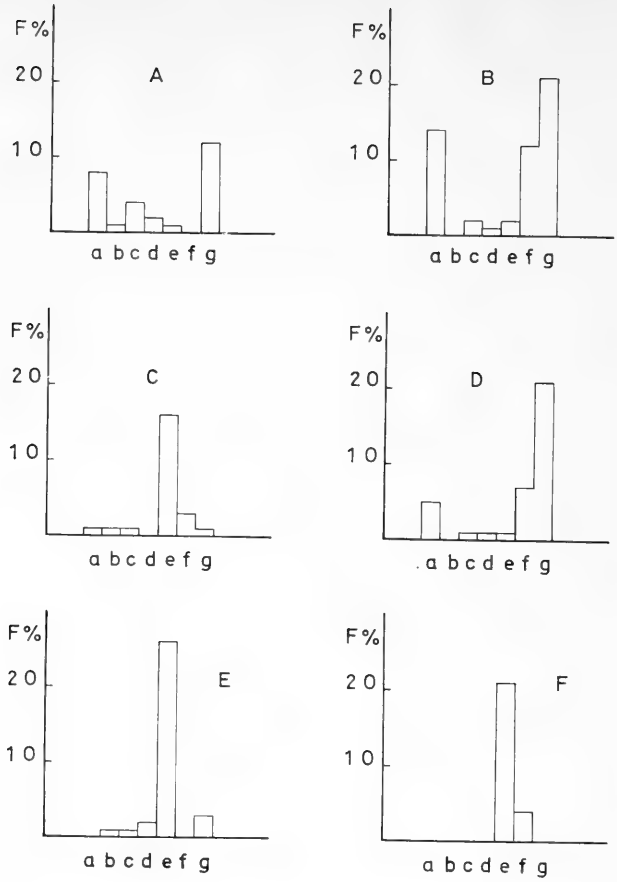


Abb. 7: Häufigkeit einiger Komponenten in einzelnen gröberdetritischen Lagen. A—C: Gesteinstyp 1; D: Gesteinstyp 4; E: Gesteinstyp 3; F: Gesteinstyp 6. a: Algen; b: Schwamm-, Korallen-, Bryozoenreste; c: Echinodermenreste; d: Foraminiferen; e: Schalenreste von Brachiopoden, Pelecypoden, Gastropoden; f: Intraklaste; g: Ooide, Pseudooide, Onkoide. Da eine Trennung von f und g nicht immer möglich war, wurden die Säulen der beiden Komponenten nicht gegeneinander abgegrenzt. F: Häufigkeit (Frequenz).

Riffschutt handelt, der in Suspensionsströmen in den Ablagerungsraum transportiert wurde (vergl. MEISCHNER 1964). Hinzu kommt noch Material, das die Suspensionsströme auf ihrem Weg aufgenommen haben, vor allem Intraklaste.

Folgeerscheinungen weitgreifender subaquatischer Rutschungen sind selten. Man kann vermuten, daß das Relief des Sedimentationsraumes so ausgeglichen war, daß das Sediment nur gelegentlich weiträumig abrutschte. Wahrscheinlicher ist jedoch, daß durch den Gehalt an gröberdetritischem Material die Standfestigkeit

der Sedimente erhöht wurde. Darauf weist auch hin, daß Rutschungserscheinungen im wesentlichen auf feinkörnige Sedimente beschränkt sind.

Es konnte beobachtet werden, daß der Anteil an Detritus und ebenfalls die Korngröße der Komponenten vom Liegenden zum Hangenden abnehmen. Außerdem ist in der gleichen Richtung eine Veränderung der Algenflora zu bemerken. In den unteren und mittleren Teilen des Profils ist *Cayeuxia* zum Teil massenhaft vertreten, in den oberen Teilen verschwindet sie fast vollständig. Dafür tritt *Salpingoporella* relativ häufig auf, sie fehlt jedoch in den unteren Profilteilen nicht.

Diese Befunde lassen sich so deuten, daß sich an der Gesamtentwicklung des Sedimentationsraumes zwei Faktoren beteiligt haben: 1) Verfüllung des Beckens, damit verbunden eine Verflachung des Reliefs; 2) eine langsame Wanderung der Riffe vom Profilort weg nach Süden. Aufgrund dieser Voraussetzungen läßt sich das Profil folgendermaßen deuten:

Die Sedimente des unteren Teils geben ein Stadium wieder, in dem die Reliefunterschiede noch groß waren und sich die Riffe in relativer Nähe befanden. Das macht sich durch eine große Menge groben Materials und eine Algenflora, die vor allem durch *Cayeuxia* bezeichnet wird, bemerkbar. Die grobdetritischen Bänke erreichen eine Mächtigkeit bis zu 30 cm, im Durchschnitt ca. 15 cm. Allmählich verflacht das Relief des Ablagerungsraumes, und die Riffe entfernen sich in Bezug

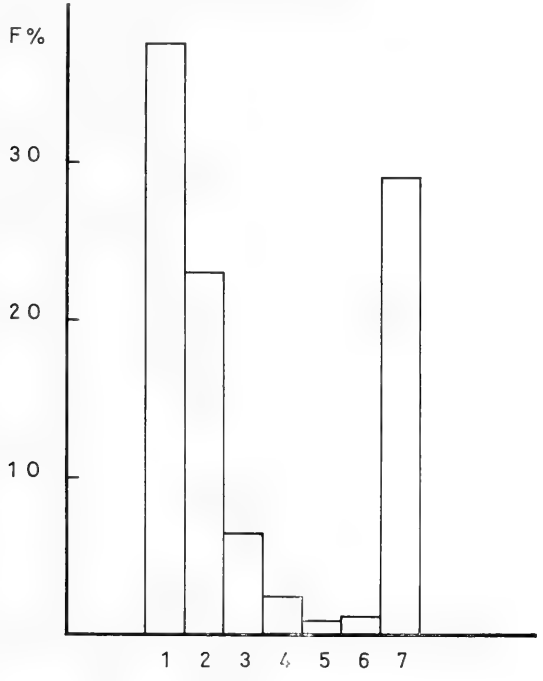


Abb. 8: Häufigkeit der einzelnen Gesteinstypen. Zahlen 1—7: Gesteinstypen in der Reihenfolge ihrer Beschreibung. F: Häufigkeit (Frequenz).

auf das Profil. Dadurch gelangen nur noch geringere Mengen an gröberdetritischem Material in den untersuchten Bereich. Dies zeigt sich im mittleren Teil der Schichtfolge durch den häufigeren Wechsel gröberer und feinerer Sedimente, wobei die feineren etwas überwiegen. Die grobdetritischen Lagen sind im allgemeinen ziemlich dünn (max. 12 cm, im Durchschnitt 2—3 cm mächtig). Im oberen Teil des Profils überwiegen die feineren Sedimente ganz wesentlich. Außerdem findet sich fast ausschließlich *Salpingoporella*. Der Ablagerungsraum war weiter verflacht, und die Riffe hatten sich noch weiter entfernt. In diesem Zeitabschnitt werden sich in der Nähe der Riffe detritische Schichten ähnlich denen des unteren Teils des Kapfelberger Profils gebildet haben. Es ist zu vermuten, daß infolge des ausgeglicheneren Reliefs der Detritus etwas feiner ist. Für die Wahrscheinlichkeit dieser Deutungsmöglichkeit spricht, daß die gleichaltrigen Vorkommen bei Herrnsaal und Kelheimwinzer (2 bzw. 4 km westlich Kapfelberg), die weiter von den in Frage kommenden Riffen entfernt sind, schon in tieferen Lagen weniger Detritus aufweisen. Sonst ist auch dort die Abnahme der Menge des Detritus und seiner Korngröße vom Liegenden zum Hangende festzustellen.

Schriftenverzeichnis

Buck, W.: Die Gattung Aspidoceras im europäischen, insbesondere im süddeutschen Malm. — Diss. Tübingen, 142 S., 8 Taf., 135 Abb., Tübingen 1958

Freyberg, B. v.: Übersicht über den Malm der Altmühl-Alb. — Erlanger geol. Abh., **70**, 40 S., 4 Taf. (darunter 3 Kartentaf.), 5 Abb., 2 Tab., Erlangen 1968

Johnson, J. H.: The Jurassic algae. — Quart. Colorado School of Mines, **59**, XI+129 S., 45 Taf., 1 Tab., Golden-Colorado 1964

Jüngst, H.: Zur geologischen Bedeutung der Synärese. Ein Beitrag zur Entwässerung der Kolloide im werdenden Gestein. — Geol. Rdsch., **25**, S. 312—325, Taf. 7, 6 Abb., Berlin 1934

Krebs, W.: Über Schwarzschiefer und bituminöse Kalke im mitteleuropäischen Variscikum. Teil I: Vorkommen in tiefen Becken und in abgeschlossenen Teilbecken des offenen Meeres oder auf dem Schelf. — Erdöl und Kohle, **22**. Jg., 1 (1969), S. 2—6, 6 Abb., Hamburg 1969

Leischner, W.: Zur Kenntnis der Mikrofauna und -flora der Salzburger Kalkalpen. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **112**, S. 1—47, Taf. 1—14, Stuttgart 1961

Meischner, K.-D.: Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentationsbecken. — In: Bouma, A. H. & Brouwer, A.: Turbidites. — Developments in Sedimentology, **3**, S. 156—191, Taf. 1—3, 5 Abb., 1 Tab., Amsterdam 1964

Radoičić, R.: Microfacies du Jurassique des Dinarides externes de la Yougoslavie. — Geologija, Razprave in Poročila, **9**, S. 5—377, 165 Taf., 1 Abb., 11 Tab., Ljubljana 1966

Rutte, E.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 7037 Kelheim. — 243 S., 25 Abb., 3 Beil., München (Bayer. geol. Landesamt) 1962

Sartoni, S. & Crescenti, U.: Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell' Appennino meridionale. — Giorn. geol., **29** (1960—1961), S. 161—304, Taf. 11—52, 1 Tab., Bologna 1962

Schairer, G.: Sedimentsstrukturen und Fossileinbettung in untertithonischen Kalken von Kelheim in Bayern. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **8**, S. 291—304, 13 Abb., München 1968

Schmidt-Kaler, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 7136 Neustadt a. d. Donau. — 167 S., 6 Taf., 34 Abb., 5 Tab., 1 Beil., München (Bayer. geol. Landesamt) 1968

Tafelerläuterungen

Tafel 11

Fig. 1: *Cayeuxia piae* Frollo × 8
Fig. 2: *Cayeuxia piae* Frollo × 10
Fig. 3: *Cayeuxia piae* Frollo × 10
Fig. 4: *Cayeuxia moldavica* Frollo × 7,5
Fig. 5: *Bankia striata* (Carozzi) × 11
Fig. 6: Dasycladacee ? × 11

Tafel 12

Fig. 1: Kalkschwamm × 4
Fig. 2: Koralle und *Bacinella irregularis* Radoičić (B) × 6
Fig. 3: *Haplophragmoides* × 20
Fig. 4: *Haplophragmium ?* × 10
Fig. 5: *Bacinella irregularis* Radoičić × 11
Fig. 6: Grobes Material agglutinierende Foraminifere × 10
Fig. 7: *Salpingoporella* (S) × 10
Fig. 8: *Trocholina* × 23
Fig. 9: *Involutina* cf. *turgida* Kristan × 26
Fig. 10: *Pseudocyclammina ?* × 10
Fig. 11: Grobes Material agglutinierende Foraminifere × 12
Fig. 12: *Teutloporella ?* × 13
Fig. 13: *Thaumatoporella* (T) und *Salpingoporella* (S) × 25
Fig. 14: *Conicospirillina basiliensis* Mohler × 22

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 9 201—208 München, 31. 12. 1969

Eine alttertiäre Spaltenfüllung von Ehrenstein westlich Ulm

Von Norbert Schmidt, München[1])

Mit 2 Abbildungen

Zusammenfassung

Aus dem Schwäbischen Jura von Ehrenstein westlich Ulm wird eine alttertiäre Spaltenfüllung mit reicher Wirbeltierfauna beschrieben. Die Säugetier-Reste gestatten die altersmäßige Trennung einer Lehmverfüllung an der Eozän/Oligozän-Grenze von einer Verfüllung während des höheren Lattorfium. Bemerkenswert an der älteren Fauna ist der erstmalige Nachweis von Primaten der Familien Adapidea und Tarsiidae im Tertiär Süddeutschlands. *Pseudosciurus suevicus* Hensel charakterisiert die jüngere Fauna. Der in den süddeutschen Spaltenfüllungen erstmals auftretende Fall einer Vermischung zweier verschieden alter, in sich aber homogener Füllungen wird gedeutet.

Summary

In the Upper Jurassic limestone quarry of Ehrenstein near Ulm a new fissure filling with a Paleogene vertebrate fauna has been discovered. The mammalian fossils allow to distinguish an older filling at the limit of Eocene/Oligocene and a later filling process at the higher Lattorfium. Remarkable in the older fauna is the first appearance of primates in the southern German Tertiary, belonging to the families Adapidae and Tarsiidae. The later fauna is characterized by *Pseudosciurus suevicus* Hensel. The first incidence of a mixture of two different, but in itself homogenous faunas in a southern Germany fissure filling is discussed.

Vom 15. bis 19. 4. 68 befand sich der Verfasser auf der Suche nach fossilführenden Spaltenfüllungen im Schwäbischen Jura westlich Ulm. Am letzten Tag des Unternehmens besuchte er die Kalkwerke des Blautals und stieß dabei im Steinbruch der Firma „Ulmer Weisskalkwerke K. Mühlen & Co“ in der Gemeinde Ehrenstein bei Ulm auf eine Spalte mit Knochenresten.

[1]) Dipl.-Geol. Norbert Schmidt, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, 8 München 2, Richard-Wagner-Str. 10/II.

Der Bruch liegt in einem engen, NE—SW verlaufenden Seitental der Blau, an der Straße von Ehrenstein nach Mähringen, 500 m nordöstlich des Ortsausganges Ehrenstein. Die Kalkgewinnung wird dort im Massenkalk des Weißjura Epsilon an zwei 70 m hohen Wänden betrieben, welche einander gegenüber, zu beiden Seiten der Straße die Talflanken anreißen. Beide Bruchwände sind 40 m über der Talsohle durch eine weitere Abbauetage untergliedert.

Die knochenführende Spalte befindet sich auf der oberen Sohle der Nordwestwand, etwa 80 m von der Einfahrt am Nordostende der Wand entfernt in Gestalt einer 20°E streichenden, senkrecht aufsetzenden Kluft. Sie zieht, an der Oberkante der Bruchwand beginnend, mit einer Mächtigkeit von $2^1/_2$ m bis fast zur oberen Bruchsohle herab, um sich dann, 3 m über dieser, plötzlich zu schließen. Als geschlossene Kluft kann sie noch tiefer hinab, bis fast zur unteren Bruchsohle, verfolgt werden. Die wandseitige Kluftfläche wurde durch den Sprengbetrieb auf der ersten Sohle in einer Breite von etwa 20 m freigelegt und reicht bis annähernd zur Oberkante der Bruchwand. Ihre Oberfläche ist von zahlreichen Lösungsspuren geprägt. Die Füllung mit Lehmmaterial nahm die ganze Höhe der geöffneten Spalte ein und endigte dort, wo sie sich schließt, also 3 m über der ersten Sohle, in einer taschenartigen, in die beschriebene Kluftfläche eingelassenen Erweiterung von 4 m Höhe und $3^1/_2$ m Breite.

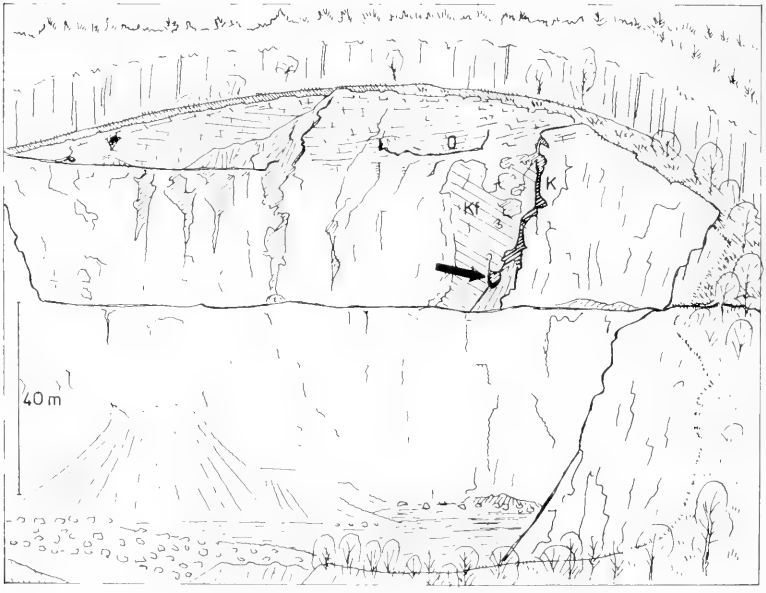


Abb. 1: Skizze der NW-Wand des Steinbruchs „Weisskalkwerke K. Mühlen & Co“ von der gegenüberliegenden Talseite aus geschen. K = Kluft, an welche die Spaltenfüllung gebunden ist; Kf = zutage ausstreichende Kluftfläche; O = Oberkante der Bruchwand. Die fossilführende Tasche ist durch den Pfeil angezeigt.

Das Füllmaterial der Spalte war nicht einheitlich: Die unteren 2½ m der Tasche wurden von sehr wechselhaft ausgebildeten roten, braunen und grauen, teilweise Bohnerz führenden Spaltenlehmen, Spaltenkalken und allen Übergängen zwischen diesen eingenommen. Darüber folgte bis zum Oberrand der Tasche und noch höher hinauf braunes und braungelb gesprenkeltes Lehmmaterial.

Die letztere Fazies nahm, wie sich an herabgestürzten Brocken erkennen ließ, ebenfalls die noch höheren Teile der Spalte, insgesamt ca. 25 m, ein.

Nur die durch ihre wechselhafte Ausbildung gekennzeichneten Spaltensedimente der unteren 2½ m haben Knochenreste geliefert. Auf engstem Raum ließen sich, entweder deutlich voneinander gesondert oder mit fließenden Übergängen, zahlreiche Ausbildungen unterscheiden. Sie zeigten am Boden der Tasche und bis einen halben Meter darüber vorwiegend „schichtige" Lagerung. Diese wurde nach oben hin zunehmend undeutlicher, verlor sich aber nicht ganz. Von unten nach oben waren grob vier „Horizonte" festzustellen:

1. Brauner, quarzreicher, stark eisenschüssiger Bohnerzlehm (I in Abb. 2). Partienweise und ohne scharfe Abgrenzung wurde er von einer grauen, violett gesprenkelten, extrem bohnerzreichen Variante vertreten (II in Abb. 2). — Mächtigkeit ca. 30 cm.

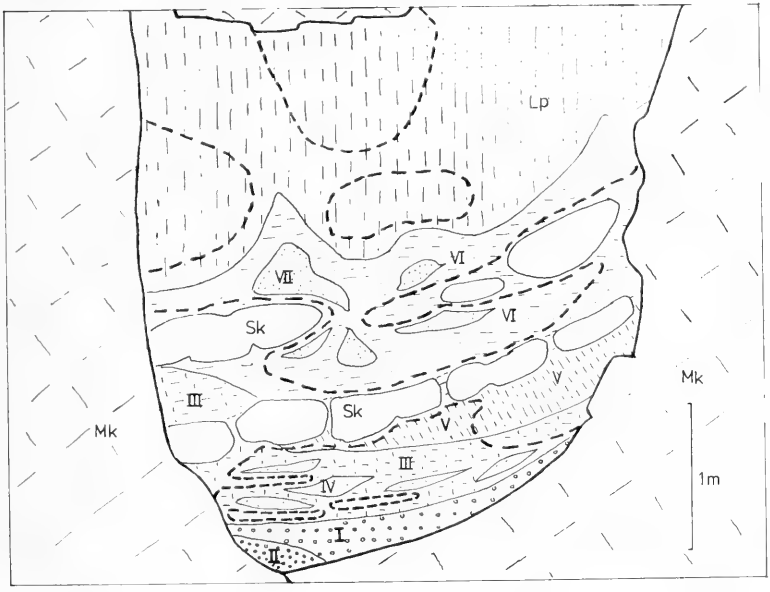


Abb. 2: Schematische Skizze der fossilführenden Tasche. Römische Zahlen = verschiedene Fazies von fossilführendem Spaltenlehm (siehe S. 203 f.); Lp = fossilfreies, wahrscheinlich pleistozänes Lehmmaterial; Sk = Spaltenkalk; Mk = Massenkalk des oberen Jura.
Die durch gestrichelte Linien begrenzten Bereiche sind zu Spaltenmergel aufgekalkt.

2. Darüber folgte gelbbraunes, bohnerzfreies Lehmmaterial (III). Es enthielt zahlreiche, wenige cm mächtige, graugefärbte, bohnerzreiche Linsen (IV). Stellenweise war das Material durch sekundäre Aufkalkung in Bohnerzmergel und Bohnerzkalk umgewandelt. — Mächtigkeit ca. 50 cm.
3. Hellrotbrauner, mehr oder weniger stark aufgekalkter Bohnerzmergel mit zahlreichen roten Komponenten. Er zeigte sich nesterweise mit Kleinsäugerresten reich gespickt (V). — Mächtigkeit ca. 40 cm.
4. Roter, ziemlich reiner Spaltenton (VI) mit wenig Bohnerz und vereinzelten Einschlüssen von gelbem Tonmaterial. Er enthielt unregelmäßig verteilte, sehr bohnerzreiche Nester und Schlieren von abwechselnd brauner oder grauer Farbe (VII). — Mächtigkeit 0,8 bis 1,2 m.

   Der rote Ton bildete zugleich die Obergrenze des knochenführenden Spaltenteils gegenüber der darüberfolgenden fossilfreien Füllung.

Neben den diffusen Verfestigungserscheinungen durch unregelmäßigen Kalkabsatz hatten sich zwei deutlich erkennbare Aufkalkungshorizonte herausgebildet (Abb. 2). Meist war das Spaltenmaterial nahe den Rändern der Tasche und ebenso im Bereich der Aufkalkungshorizonte gebleicht und von hellgrauer bis grünlichgrauer Farbe.

Seit der Entdeckung der Spalte sind daraus erhebliche Mengen Material geschlämmt worden. Wie sich zeigte, enthielten alle beschriebenen Faziesausbildungen Wirbeltierreste, wenn auch in unterschiedlicher Zahl und mit zum Teil deutlichen Abrollungsspuren. Durch Karstwässer aus dem Malm-Nebengestein herausgelöste Seeigelstacheln und -Ambulakralplatten waren überaus häufig. Weiter fanden sich im Schlämmrückstand Schwammnadeln, seltener Bryozoenreste und Selachierzähnchen. Zu erwähnen sind außerdem Kalkkonkretionen von mm bis cm Durchmesser und angelöste Malmkomponenten verschiedenster Größe.

Insgesamt kam, gemessen an den bisherigen Spaltenfüllungen des Schwäbischen und Fränkischen Jura, eine in vieler Hinsicht neuartige Vertebratenfauna zum Vorschein:

Reptilia:	Testudinata:	Plattenbruchstücke
	Lacertilia:	Kieferbruchstücke und Wirbel
Mammalia:	Marsupialia:	*Paratherium* sp., Einzelzähne
	Insectivora:	Erinaceide gen. et sp. indet., Einzelzahn
	Chiroptera:	div. sp., zahlreiche Kieferbruchstücke und Einzelzähne
	Primates:	*Adapis* cf. *magnus* FILHOL, zwei Unterkieferbruchstücke und zahlreiche Einzelzähne
		Adapis ? sp., Einzelzahn
		Microchoerus aff. *ornatus* STEHLIN, zahlreiche Einzelzähne
	Carnivora:	*Cynodictis compressidens* FILHOL, Einzelzähne
		Cynodon sp., Einzelzähne
		kleiner Carnivore gen. et sp. indet., einzelne Prämolaren
	Rodentia:	*Sciuroides* nov. sp., zahlreiche Einzelzähne

Suevosciurus minimus (Major), Einzelzähne
Suevosciurus fraasi (Major), zahlreiche Einzelzähne
Suevosciurus aff. *ehingensis* Dehm, zahlreiche Einzelzähne
Pseudosciurus suevisus Hensel, zahlreiche Kiefer und Einzelzähne
Pseudosciurus nov. sp., Kieferbruchstücke und zahl- Einzelzähne
Isoptychus siderolithicus (Major), Einzelzähne
Isoptychus bonduelli (Lartet), Einzelzähne
Pseudoltinomys sp. Einzelzähne
Theridomys sp. Einzelzahn
fraglicher Theridomide, Einzelzähne
Eucricetodon aff. *atavus* (Misonne), Einzelzahn
Sciurodon sp., Einzelzahn

Perissodactyla: *Plagiolophus fraasi* (H. v. Meyer), Einzelzahn
Palaeotherium heimi Stehlin, Einzelzahn
Palaeotherium curtum Cuvier, Einzelzähne

Artiodactyla: *Dichobune* sp., *Einzelzähne*
Diplobune bavaricum Zittel, Einzelzähne; mittelgroßer Selenodontier gen et sp. indet., Zahnbruchstücke.

Die zahlenmäßig dominierende Form der angeführten Wirbeltierfauna ist die Nagerspezies *Pseudosciurus suevicus* Hensel. Mit dieser tritt erstmals in der gleichen Spalte eine zweite, kleinere Pseudosciurusart auf. Sie ist mit mehreren Kiefern und über hundert Einzelzähnen ebenfalls häufig zu nennen. Noch nicht veröffentlichte Untersuchungen des Verfassers im Rahmen seiner Dissertation über Pseudosciuriden haben ergeben, daß diese beiden Arten als Glieder ein und derselben phylogenetischen Entwicklungsreihe aufzufassen sind.

In den zahlreichen bisher bekannt gewordenen Spaltenfüllungen, welche durch das Auftreten von *Pseudosciurus suevicus* charakterisiert waren, fand sich von der kleineren Spezies keine Spur. Umgekehrt war in Weißenburg 8, einer 1966 von V. Fahlbusch im Fränkischen Jura entdeckten Spaltenfüllung (V. Fahlbusch & N. Schmidt, 1969), zwar die kleinere Art, nicht aber der größere Verwandte anzutreffen. Daraus läßt sich schließen, daß die beiden in der Faunenliste erscheinenden Pseudosciurusarten über ihre phylogenetische Vorfahr-Nachfahr-Beziehung hinaus auch zwei verschiedenen stratigraphischen Niveaus angehören. Auch in anderer Hinsicht stehen sich relativ altertümliche und modernere Faunenelemente unvermittelt gegenüber: Neben den aus dem Schwäbischen und Fränkischen Jura gut bekannten Nagern *Suevosciurus fraasi* (Major) und *Suevosciurus* aff. *ehingensis* Dehm tritt in Ehrenstein erstmals, wenn auch nur mit zwei Einzelzähnen, der von F. Major 1876 beschriebene primitivere *Suevosciurus minimus* auf. Bislang war er nur von Mormont dokumentiert. Neu ist auch das häufigere Auftreten von Vertretern des Genus *Sciuroides*. Sie lassen sich mit Formen aus Schweizer Fundstät-

ten vergleichen (Mormont, Gösgen), ebenso aber mit Zähnen aus der nordspanischen Lokalität Sosis, für deren stratigraphische Stellung THALER 1966 (S. 325) höchstes Bartonium, eventuell Grenze Eozän-Oligozän angibt.

Erstmals sind an der Fauna einer süddeutschen Spaltenfüllung auch Primaten in größerer Zahl beteiligt. Es handelt sich um Prosimierformen, welche sich mit Funden aus Quercy und der Schweiz gut vergleichen lassen. Für eine bisher lediglich durch einen unteren M^1 belegte Form findet sich dort jedoch kein Äquivalent. Ihrer Morphologie nach gehört sie in die *Adapis*-Verwandtschaft.

Der Nager *Suevosciurus minimus,* vor allem aber die *Sciuroides*-Formen sprechen für eine Datierung der Spalte in die unmittelbare Nähe der Eozän-Oligozän-Grenze. Demgegenüber deutet das morphologische Entwicklungsstadium von *Pseudosciurus suevicus* auf höheres Unteroligozän hin. Ebenfalls auf ein höheres stratigraphisches Niveau weist der Nager *Eucricetodon* aff. *atavus,* welcher sich gegenüber der mitteloligozänen Form von Hoogbutsel nur in der Größe geringfügig unterscheidet.

Aufgrund der Faunenzusammensetzung und der statistischen Untersuchung der *Pseudosciurus*-Populationen wird als erwiesen angesehen, daß die Spalte Ehrenstein im Alttertiär zu zwei verschiedenen Zeiten Verwitterungslehm mit Wirbeltierresten aufgenommen hat. Eine dritte Füllung von braunem Lehm, welche den höheren Teil der Tasche sowie die oberen Partien der Kluft einnahm, brachte keine Fossilien mit sich.

Welches der fossilführenden Materialien der älteren, welches der jüngeren Füllungsphase angehört hat, konnte im Gelände angesichts der kleinräumig vermengten verschiedenen Faziesausbildung nicht mehr ermittelt werden. Zudem sind die unterschiedlichen Färbungen des Materials sicherlich zum Teil sekundär diagenetisch entstanden und geeignet, das ursprüngliche Bild noch mehr zu verwischen. Die Durchmischung war nicht an allen Stellen der Spalte gleich intensiv, was sich an der unterschiedlichen zahlenmäßigen Beteiligung der einzelnen Faunenelemente ablesen ließ.

Der Versuch einer nachträglichen faunistischen Trennung des Fossilmaterials nach älteren bzw. moderneren Elementen ergibt in erster Näherung folgende charakteristische Lebensgemeinschaften:

ältere Füllung Grenze Bartonium-Lattorfium	jüngere Füllung höheres Lattorfium
Sciuroides sp.	*Suevosciurus fraasi* (MAJOR)
Suevosciurus minimus (MAJOR)	*Suevosciurus* aff. *ehingensis* DEHM
Pseudosciurus nov. sp.	*Pseudosciurus suevicus* HENSEL
Isoptychus siderolithicus (MAJOR)	*Eucricetodon* aff. *atavus* (MISONNE)
Adapis cf. *magnus* FILHOL	*Sciurodon* sp.
Adapis ? sp.	*Diplobune bavaricum* ZITTEL
Microchoerus aff. *ornatus* STEHLIN	
Plagiolophus fraasi (H. v. MEYER)	
Palaeotherium heimi STEHLIN	
Palaeotherium curtum CUVIER	

Die übrigen in Ehrenstein vertretenen Säuger können der älteren oder der jüngeren Füllung, zum Teil auch ebensogut beiden, angehört haben.

Dehm (1961, S. 60) begründet anläßlich seiner Besprechung der Entstehungsbedingungen fossilführender Spaltenfüllungen die Gleichaltrigkeit der Spaltenfaunen. Nach seinen Beobachtungen an zahlreichen süddeutschen Spalten sind für die Einheitlichkeit und Gleichaltrigkeit der Faunen zwei Hauptumstände verantwortlich: Es sind die für geologische Rechnung nur kurzwährende Zeitdauer der Füllungsvorgänge und die Bewahrung der einmal entstandenen Spaltenfüllungen vor weiteren Karsteinflüssen durch die abdichtende Wirkung der meist sehr tonreichen Füllsedimente. In diesem Zusammenhang behandelt Dehm ebenfalls die Beobachtungen, nach welchen manche Spalten neben der dominierenden Tiervergesellschaftung auch ältere Faunenelemente in untergeordneter Zahl enthielten. Er sieht die Ursache dafür in der oft engen räumlichen Nachbarschaft verschiedenaltriger Spaltenfüllungen, wodurch sekundäre Umlagerungen möglich werden (1961, S. 60, 61).

Mit der Spalte Ehrenstein schien sich nun der erste Präzedenzfall einer primär entstandenen „Mischfauna" einzustellen. Eine nähere Untersuchung der Fauna ließ jedoch, wie bereits erwähnt, nur die Möglichkeit einer sekundären Überlagerung zwar verschiedenaltriger, aber jeweils für sich genommen gleichzeitiger Faunen zu. Die Entstehung der heterogenen Spaltenfüllung findet dabei ihre Erklärung in der mit ihr verbundenen besonderen geologischen Situation:

Die mächtige, senkrecht aussetzende Kluft, an die die Spaltenfüllung Ehrenstein gebunden war, gehört aller Wahrscheinlichkeit nach dem gleichen Kluftsystem an wie die tektonische Fläche, mit welcher im südlichen Riesvorland die Spaltenfüllung Ronheim in unmittelbarem Zusammenhang steht (J. Trischler & H. Winkler, 1968). In beiden Fällen mißt man ein Streichen von 20°E. Nach mündlicher Mitteilung von Herrn Dipl.-Geol. R. Apel läßt sich darin, aufgrund seiner Untersuchungen in der Fränkischen Alb, eine weitverbreitete Hauptkluftrichtung wiedererkennen. Es handelt sich um Klüfte erster Ordnung, welche wahrscheinlich zur Kreidezeit angelegt wurden und zum Teil bis zur Obergrenze der Doggerschichten hinabreichen.

Hauptklüfte solcher Art können bei fortschreitender Verkarstung der Oberfläche zur Bildung einer Kette von Dolinen Anlaß geben. Je nach den besonderen morphologischen Verhältnissen der Landoberfläche werden sich die Dolinen zu verschiedenen Zeiten herausbilden. Unter entsprechenden Bedingungen (Dehm, 1951, S. 101) bieten sie die Möglichkeit zur Anhäufung von Wirbeltierresten. Dadurch, daß die primär isoliert und zu verschiedenen Zeiten entstandenen fossilführenden Sedimente nun in Karsthohlräume ein und derselben Kluft einsinken, wird die Wahrscheinlichkeit für das Zustandekommen sekundärer Durchmischungen stark erhöht. Der primäre horizontale Abstand benachbarter Sedimente wird dabei um so eher überwunden, in je größere Tiefe sie hinabgelangen. Auch diese Bedingung ist in Ehrenstein gegeben: Während Dehm (1951, S. 62) für die durchschnittliche Fundtiefe der Spalten 8 m, in selteneren Fällen 10 bis 12 m unter dem tertiären Erosionsniveau angibt, befand sich die alttertiäre Füllung von Ehrenstein etwa

30 m und damit um das Dreifache tiefer unter der ehemaligen Landoberfläche. Die „schichtige" Struktur des Spaltenmaterials kann durch Setzungsvorgänge nach der Durchmischung in noch plastischem Zustand hervorgerufen worden sein. Dafür spricht auch der Umstand, daß sie nach oben hin sehr an Deutlichkeit verliert.

Ein weiterer oberflächlicher Karsteinbruch hat vermutlich im Pleistozän die noch offenen Klufträume mit fossilfreiem Verwitterungslehm gefüllt. Wie der Kontakt zu dem alttertiären Sediment erkennen ließ, kam dabei keine Durchmischung zustande.

Literatur

Dehm, R.: Spaltenfüllungen als Lagerstätten fossiler Landwirbeltiere. — Z. Deutsch. Geol. Ges. **103**, (1951), S. 101—102, Hannover 1952

Dehm, R.: Spaltenfüllungen als Lagerstätten fossiler Landwirbeltiere. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. **1**, S. 57—72, 1 Abb., München 1961

Fahlbusch, V. & Schmidt, N.: Über eine weitere unteroligozäne Spaltenfüllung von Weißenburg in Bayern. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. **9**, S. 209—211, München 1969

Thaler, L.: Les Rongeurs fossiles du Bas-Languedoc dans leurs rapports avec l'histoire des faunes et la stratigraphie du Tertiaire d'Europe. — Mém. Mus. Nat. Hist. Nat., Nlle. série, **17**, 295 S., 25 Abb., 14 Tab., 27 Taf., Paris 1966

Trischler, J. & Winkler, H.: Eine neue unteroligozäne Spaltenfüllung. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. **8**, S. 323—326, 1 Abb., 1 Tab., München 1968.

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 9 | 209—211 | München, 31. 12. 1969

Über eine weitere unteroligozäne Spaltenfüllung von Weißenburg in Bayern

Von Volker Fahlbusch und Norbert Schmidt, München[1])

Zusammenfassung

Es wird eine neue fossilführende Spaltenfüllung aus dem „Grimmbruch" südöstlich Weißenburg i. B. beschrieben. Ihre Fauna, welche überwiegend aus Kleinsäugern besteht, kann nach den Gebißresten der Pseudosciuridae in das mittlere Unteroligozän eingestuft werden.

Summary

A new fossil bearing fissure filling from a quarry („Grimmbruch") southeast of Weißenburg in Bavaria, Southern Germany, is described. By the aid of teeth of Pseudosciuridae the age of its fauna — mainly micromammals — can be determined as middle Lower Oligocene.

In dem Weißjura-Delta-Steinbruch der Marmorwerke Weißenburg („Grimmbruch") an der Straße von Weißenburg nach Eichstätt (Gradabt. Bl. 6932 Nennslingen, r 442 828, h 543 049) wurden im Laufe der letzten Jahrzehnte wiederholt fossilführende Spaltenfüllungen aufgeschlossen. Über einige dieser Spalten, deren Faunen verschiedene Tertiärstufen repräsentieren, wurde früher bereits berichtet (u. a. Dehm 1939, 1961, Fahlbusch 1968).

Die nachfolgend zu beschreibende Spaltenfüllung wurde am 5. 8. 1966 durch V. Fahlbusch entdeckt und bei späteren Besuchen von den beiden Autoren abgebaut. Zur eindeutigen Unterscheidung von den anderen Fundstellen in demselben Steinbruch wird sie als „Weißenburg 8" bezeichnet; alle Objekte werden unter der Sammelnummer 1966 XXXIV in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München aufbewahrt. Die inzwischen nicht mehr vorhandene Spalte befand sich an der Ostseite einer im Mittelteil des Bruches gelegenen Abbaustelle und war von der heutigen Bruchbasis aus auf etwa 10 m in die Tiefe aufgeschlossen. Es handelte sich um eine Kluft, welche die Dickbänke des

[1]) Privatdozent Dr. V. Fahlbusch und Dipl.-Geol. N. Schmidt, beide: Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10/II.

Weißjura Delta („Treuchtlinger Marmor") vertikal durchsetzte. Ihre Breite betrug im oberen Teil maximal 80 cm und reduzierte sich nach unten zu auf ca. 20 cm. Das Füllmaterial bestand aus gelbbraunem, ungewöhnlich sandigem Spaltenlehm mit einem Maximum der klastischen Komponente im Feinsandbereich. Außerdem sind Kalkkonkretionen von mm-Größe zu erwähnen. Die Sandführung war stellenweise sehr wechselnd, ebenso unterschiedlich der Fossilgehalt.

Beim Schlämmen des Materials, dessen Gesamtmenge sich auf ca. 750 kg belief und ausschließlich aus den oberen zwei Metern der Füllung stammt, fand sich folgende Fauna:

Reptilia:	Testudinata	(Plattenbruchstücke)
	Lacertilia	(Kieferstücke und Wirbel)
Mammalia:	Marsupialia:	*Peratherium* sp., Einzelzähne
	Insectivora:	Talpidae, Einzelzähne
	Carnivora:	*Cynodictis* sp., Einzelzahn
	Rodentia:	Sciuride, Einzelzahn
		Suevosciurus fraasi (Major), zahlreiche Einzelzähne
		Suevosciurus aff. *ehingensis* Dehm, Einzelzähne
		Pseudosciurus n. sp., 2 Kieferbruchstücke, zahlreiche Einzelzähne
		Isoptychus siderolithicus (Major), Einzelzahn
		Oltinomys ? sp., Einzelzähne
		Gliravus priscus Stehlin & Schaub, Einzelzahn
		Peridyromys micio Misonne, Einzelzahn

Auffallend an der nicht übermäßig reichen Fauna ist — abgesehen von dem Carnivorenrest — das Fehlen von Großsäugern. Auch die vorliegenden Knochenreste ergaben keinerlei Hinweis auf größere Landwirbeltiere.

Unter den Nagern dominieren die Gattungen *Suevosciurus* und *Pseudosciurus*, welche auch für die Klärung der Altersfrage von Bedeutung sind. Letztere Gattung ist nicht durch *Pseudosciurus suevicus* Hensel vertreten, sondern durch eine kleinere, der Kronenmorphologie nach weniger evoluierte Art. Vergleichbare Formen stammen aus Mähringen, von welcher Fundstelle ein Unterkiefer (Dietrich 1929, Taf. 2, Fig. 3) zum Vergleich herangezogen werden konnte. Er repräsentiert das gleiche Entwicklungsstadium wie die Exemplare von Weißenburg 8. Das Alter der Funde von Mähringen konnte neuerdings auf Grund der Palaeotherien-Fauna präzisiert werden: Nach Franzen (1968, S. 162) ist sie in die Zone von Montmartre einzustufen, welche nach seiner Gliederung (S. 166) dem mittleren Unteroligozän entspricht. Damit kann auch für die Fauna von Weißenburg 8 mittleres Lattorf angegeben werden.

Dehm, R., 1939: Über neue tertiäre Spaltenfüllungen im Fränkischen und Schwäbischen Jura. — Zbl. Miner. etc., Abt. B, **1939**, (4), 113—124, 4 Abb., Stuttgart

Dehm, R., 1961: Über neue tertiäre Spaltenfüllungen des süddeutschen Jura- und Muschelkalk-Gebietes. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **1**, 27—56, 5 Abb., 2 Taf., München

Dietrich, W. O., 1929: Über die Nager aus den Spaltenfüllungen der Umgebung Ulms. — N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. **62** B, 121—150, 1 Abb., 5 Taf., Stuttgart

Fahlbusch, V., 1968: Neue Eomyidae (Rodentia, Mamm.) aus einer aquitanen Spaltenfüllung von Weißenburg in Bayern. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **8**, 219—245, 9 Abb., 2 Taf., München

Franzen, J. L., 1968: Revision der Gattung *Palaeotherium* Cuvier 1804 (Palaeotheriidae, Perissodactyla, Mammalia). — 2 Bde., 1—181, 20 Abb., 15 Tab., 35 Taf., Diss. Univ. Freiburg

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 9 213—214 München, 31. 12. 1969

Die Typuslokalitäten der ostniederbayerischen Oncophora-Schichten

Von Friedrich Strauch, Köln[1])

Zusammenfassung

Typuslokalitäten für die sieben Einheiten der Oncophora-Schichten des östlichen Niederbayerns werden festgelegt.

Abstract

Typ-localities for seven members of Oncophora formation (Middle Miocene, SE Bavaria) are determined.

Die ostniederbayerischen Oncophoraschichten der Oberen Brackwassermolasse weisen eine scheinbare Einförmigkeit auf, die eine Gliederung der 90—120 m mächtigen Abfolge erst in den letzten Jahrzehnten aufkommen ließ. Zöbelein (1940) und Wittmann (1957) konnten zeigen, daß besondere petrofazielle Eigenheiten in weiter Ausdehnung konstant bleiben und damit kartierbar werden. Auf diese Autoren geht die heute gültige Gliederung (Schlickum & Strauch 1968) in folgende sieben Einheiten zurück: 1. Mehlsandbereich, 2. Schillhorizont, 3. Glimmersandbereich, 4. Bereich des Aussüßungshorizontes, 5. Schillsandbereich, 6. Uniosande, 7. Lakustrische Schichten.

Schlickum's diffizile Molluskenaufsammlungen und -untersuchungen (1964) revidierten ebenfalls die Ansichten über die Faunenführung dieser Abfolge. Gegenüber früher 8 sind heute 49 Molluskenarten bekannt.

Die jüngsten Untersuchungen von Schlickum & Strauch (1968) erbrachten konstante biofazielle Bindungen an die petrographisch definierten Einheiten. Hieraus ließen sich Biozönosen und deren Lebensräume ableiten, deren Existenz auch ein synchrones und räumliches Nebeneinander der in der stratigraphischen Abfolge beobachtbaren Einheiten voraussetzt. Den Beweis lieferten u. a. Leitfossilien der Limnopagetien-Reihe.

Nachdem die Entwicklung des Ablagerungsraumes der ostniederbayerischen Oncophora-See, der Verbrackungs- und Aussüßungsablauf wie die stratigraphische

[1]) Dr. Friedrich Strauch, Geologisches Institut der Universität Köln, 5 Köln, Zülpicher Straße 49.

Stellung der Abfolge vor allem durch diese letzte Untersuchung geklärt worden ist, bahnen sich Fragen feinstratigraphischer Art wie auch weiträumige Vergleiche bzw. Verknüpfungen an. Diese lassen eine genaue Typisierung der einzelnen Einheiten der Oncophoraschichten notwendig erscheinen. Da von den Erstbeschreibern keine Typlokalitäten ausdrücklich festgelegt wurden, sollen sie hier als Nachtrag zur vorausgegangenen paläoökologischen und paläogeographischen Ausdeutung dieser Schichten (SCHLICKUM & STRAUCH 1968) benannt werden.

Wegen der unterschiedlichen Ausbißlagen ist es nicht möglich, die Typlokalitäten der sieben Einheiten der Oncophoraschichten räumlich zusammenzudrängen. Es sind vorwiegend solche Aufschlüsse gewählt worden, die wahrscheinlich auch der Zukunft erhalten bleiben und jederzeit gut zugänglich sind.

1. Mehlsandbereich: Sandgrube am Hang südöstlich von Loderham, Bl. 7544 Birnbach 1:25 000, r 76 180, h 65 170, H = 170 m.

2. Schillhorizont: Hinterholzer Bach, alte Muschelbergwerke und Bachanschnitt, Bl. 7743 Marktl, ab. ca. r 74 280, h 49 400 nach N, H = 380 m.

3. Glimmersandbereich: Böschungsanschnitt an der Eisenbahn ca. 2 km westlich Brombach, Bl. 7543 Pfarrkirchen, r 73 200, h 67 000, H = 370 m.

4. + 5. Bereich des Aussüßungshorizontes und Schillsandbereich: Bachanschnitt am Südufer des Türkenbaches ca. 1 km oberhalb der Mündung in den Inn (südlich der Bundesstraße Simbach-Mühldorf am Inn), Bl. 7743 Marktl, r 67 100, h 45 710, H = 450—455 m.

6. Uniosande: Alte Sandgrube an der Ostböschung des Grabens zwischen Kühstetten und Kelchham, Bl. 7543 Pfarrkirchen, r 72 050, h 68 310, H = 400 m.

7. Lakustrische Schichten: Nördliche Mergelsandgrube bei Walksham, Bl. 7644 Triftern, r 75 340, h 62 530, H = 390 m.

Zur Petrofazies und Faunenführung dieser Fundpunkte vergleiche man die Angaben bei WITTMANN (1957, SCHLICKUM (1964) und SCHLICKUM & STRAUCH (1968).

Literatur[2])

SCHLICKUM, W. R.: Die Molluskenfauna der Süßwasserbrackmolasse Niederbayerns. — Arch. Moll., **93** : 1—68, Frankfurt a. M. 1964

SCHLICKUM, W. R. & STRAUCH, F.: Der Aussüßungs- und Verlandungsprozeß im Bereich der Brackwassermolasse Niederbayerns. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **8** : 327—391, München 1968

WITTMANN, D.: Gliederung und Verbreitung der Süßbrackwassermolasse in Ost-Niederbayern. — Beih. Geol. Jb., **26** : 48—95, Hannover 1957

ZÖBELEIN, H. K.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayerischen Tertiär (Blatt Pfarrkirchen). — N. Jb. Miner. usw., Beil.-Bd., **84** B : 233—302, Stuttgart 1940

[2]) In den genannten Arbeiten sind alle älteren Literaturangaben zitiert

Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 9 215—220 München, 31. 12. 1969

Ein neu aufgefundenes Mastodon-Skelett aus der Oberen Süßwassermolasse von Reisensburg bei Günzburg a. d. Donau

— Ein Grabungsbericht —

Von Peter Wellnhofer, München[1])

Mit 3 Abbildungen

Am 17. Juli 1969 erhielt die Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München von Herrn Kreisheimatpfleger Josef Weizenegger, Günzburg, die Mitteilung vom „Auftauchen zahlreicher, großformatiger Gebißknochen, Zähne etc." in einer Sandgrube in Reisensburg bei Günzburg. Wie später zu erfahren war, entdeckte der zehnjährige Peter Mössle aus Reisensburg in der Sandgrube der Firma A. Mengele & Söhne, Günzburg, am 13. Juli 1969 die Bruchstücke der vier oberen Molaren und eines Stoßzahnes von *Mastodon angustidens* Cuv., die er auf Geheiß seiner Eltern zu Herrn Weizenegger brachte.

Fundort

Die kleine Grube liegt am östlichen Ortsrand von Reisensburg, Ortsteil Mösle, an der Verbindungsstraße zwischen dem Ort und der Straße Günzburg-Offingen (R: 35 973/H: 53 700). Die Aufschlußhöhe betrug bei Beginn der Grabung etwa 6 m, die Breite etwa 12 m. Die Aufschlußverhältnisse ändern sich laufend, da die Maschinenfabrik A. Mengele & Söhne in Abständen Sand für ihre Gießerei entnimmt.

Geologie der Fundschicht

Die Fundstelle liegt am Nordrand der älteren Schichtserie der Oberen Süßwassermolasse. Nach Dehm (1955: 85) kann somit eine Alterseinstufung in das untere Obermiocän (Torton) vorgenommen werden. Der Fossilinhalt (Bestimmung durch Prof. Dr. R. Dehm):

[1]) Dr. P. Wellnhofer, Museumsassessor, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, 8 München 2, Richard-Wagner-Str. 10/II.

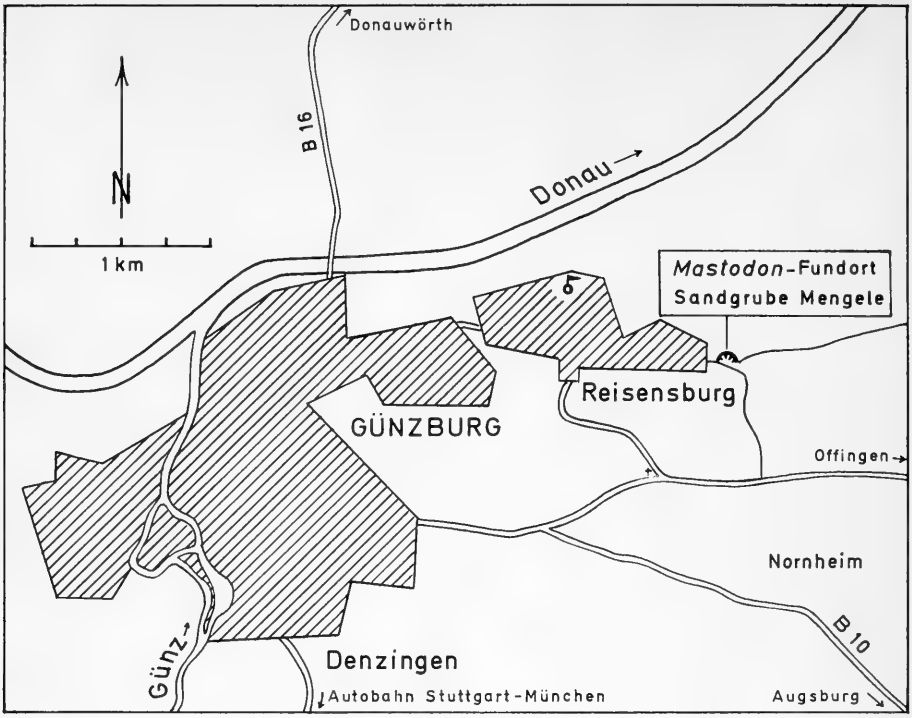


Abb. 1: Lageskizze der *Mastodon*-Fundstelle Reisensburg

Mastodon angustidens CUVIER
Anchitherium aurelianense (CUVIER)
Dorcatherium crassum LARTET
Tropidomphalus incrassatus (KLEIN)

spricht nicht gegen dieses Alter.

Das Sediment, zuletzt in einer Mächtigkeit von 10 m aufgeschlossen, besteht aus hellgelbem bis ockerfarbigem, z. T. aber auch weißem oder graubraunem Feinsand in lebhafter Kreuzschichtung. Lagenweise ist starker Glimmergehalt festzustellen. Etwa 5 m über der Fundschicht machte sich ein Horizont mit größeren Sandsteinkonkretionen bemerkbar. Unregelmäßig waren bis zu 25 cm mächtige Linsen aus fettem, grauem Ton mit organischen Resten (Pflanzen, Heliciden) eingeschaltet. Unmittelbar über der Fossilschicht trat eine dünne, dunkelbraune, harte Eisenoxydkruste in Erscheinung. Die knochenführende Lage selbst, etwa 3 m über dem Niveau der an der Grube vorbeiführenden Straße, besaß eine Mächtigkeit zwischen 30 und 50 cm. Durch zahlreiche, kleine Mergelbutzen, die im Sediment verteilt und besonders im unmittelbaren Bereich der Knochen angereichert waren, war sie von den höheren Schichten leicht zu unterscheiden.

Die Knochen selbst, dunkelbraun bis violett, erwiesen sich im bergfeuchten Zu-

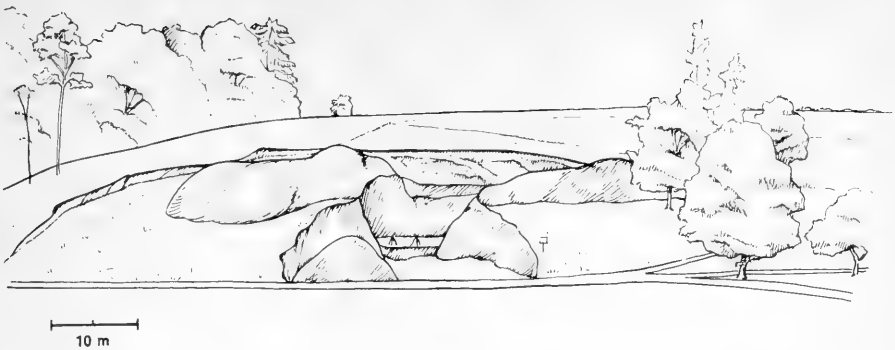


Abb. 2: Aufschlußverhältnisse in der Sandgrube der Firma MENGELE & SÖHNE bei Abschluß der Grabungen am 26. 8. 1969. Ansicht von Südwesten. Fundschicht in Höhe der Arbeiter.

stand als relativ weich. Die größeren, insbesondere die Langknochen der Extremitäten, besaßen aber meist einen dünnen, harten und deshalb schützenden Eisenoxydüberzug.

Verlauf der Grabungskampagne

Am 18. Juli 1969 wurde Herr Hauptpräparator ERNST SCHMIEJA nach Reisensburg gesandt, wo er in der oben bezeichneten Sandgrube die Fundlage ermitteln und dabei einige Knochenstücke, vermutlich des Schädels, bergen konnte.

Da weitere Skelett-Teile im anstehenden Sand zum Vorschein kamen, besuchten die Hauptpräparatoren. E. SCHMIEJA und H. MERTEL am 22. Juli erneut die Fundstelle. Sie konnten dabei eine Rippe, einen Humerus und einen fraglichen Unterarmknochen freilegen und bergen.

Jetzt war erstmals der Verdacht auf einen Skelett-Zusammenhang und damit die Aussicht auf einen vollständigeren Fund gegeben. Die Aufschlußverhältnisse erschwerten aber ein einfaches Freilegen der Knochenlage, da sie von einer etwa 6 m hohen Sandschicht überlagert war, die zudem im ansteigenden Gelände immer mächtiger wurde. Eine größere Grabungsaktion — auch mit dem Einsatz von Maschinen — war deshalb nicht zu umgehen.

So begannen unter Leitung des Verfassers zusammen mit Priv.-Doz. DR. V. FAHLBUSCH und Hauptpräparator E. SCHMIEJA am 28. Juli größer angelegte Grabungsarbeiten, in deren Verlauf zunächst 10 qm der Fundlage freigelegt und der rechte Unterkieferast mit 2 Molaren, eine Ulna, etwa 10 Rippen, einige Brustwirbel und eine vollständige Scapula geborgen wurden. Der überlagernde Sand war von Hand abgetragen und an der Grubensohle von einer Laderaupe zur Seite geräumt worden. Nach fünf Tagen, am 1. August, bestand kein Zweifel mehr, daß die knochenführende Schicht sich weiter hügelwärts ausbreitet und daß zur Ber-

gung des vermutlich vollständigen Skeletts eine Grabungsaktion von 2—3 Wochen mit Unterstützung durch Erdbewegungsmaschinen erforderlich sein würde.

Auf Ersuchen von Prof. Dr. R. Dehm stellte daraufhin die Generaldirektion der Staatlichen Naturwissenschaftlichen Sammlungen Bayerns die Reisekostenmittel für eine dreiwöchige Unternehmung zur Verfügung.

Am 11. August wurden die Grabungsarbeiten mit den Herren Dr. V. Fahlbusch, E. Schmieja und dem Verfasser wieder aufgenommen. Bis zum 14. August waren weitere 11 qm des fossilführenden Horizontes z. T. mit Hilfe eines Baggers freigelegt. Auf dieser Fläche wurden geborgen: die zweite Scapula, vier Brustwirbel, etwa 10 Rippen, der linke Unterkieferast mit zwei Molaren (m_2 u. m_3), die Unterkiefer-Symphyse mit beiden Stoßzähnen, ein größerer, zunächst nicht bestimmbarer Langknochen, ein Humerus, ein Radius, eine Ulna, eine Tibia, eine Beckenhälfte, zwei Kniescheiben, mehrere Knochen des Basipodiums und des Metapodiums sowie mehrere Fingerglieder.

Da die fragliche Schicht sich immer noch als knochenführend erwies, mußten für einen weiteren Abbau am 18. und 19. August ein Bagger und eine Planierraupe eingesetzt werden, um den nunmehr in einer Mächtigkeit von 8 m überlagernden Sand abzuräumen. Der Bagger wurde uns in entgegenkommender Weise von der Firma Mengele & Söhne kostenlos zur Verfügung gestellt. Anstelle von Herrn Dr. V. Fahlbusch nahm jetzt Herr Dr. W. Ohmert an der Grabung teil. Unter Mitwirkung von drei Hilfsarbeitern, ebenfalls von der Firma Mengele & Söhne, konnten bis zum Mittag des 20. August weitere 16 qm der Knochenlage freigelegt werden. Die anschließende Bergung erbrachte bis zum 21. August folgende Ausbeute: das Sacrum, drei Rückenwirbel, vier Rippen, beide Femora, eine Tibia, beide Fibulae, die zweite Beckenhälfte, mehrere Fußwurzelknochen und Zehenglieder.

Überraschenderweise kam als erster nicht zu *Mastodon* gehöriger Rest im Bereich des Sacrums der rechte Unterkieferast (mit p_3-m_2) von *Dorcatherium*, eines Zwerghirschen, zum Vorschein. Bei der Präparation fanden sich in unmittelbarer Nähe die rechten Unterkieferzähne (m_2—m_3) eines zweiten Individuums dieser Art.

Am 25. August wurde die Grabung mit Dr. W. Ohmert, Präparatorenmeister A. Schöberl und dem Verfasser fortgesetzt. Es wurden geborgen: drei Rippen, zwei Rückenwirbel, ein fraglicher Fußwurzelknochen und als Nachweis eines dritten Tieres ein Oberkieferbruchstück mit zwei Molaren des zur Familie der Pferde gehörenden *Anchitherium*. Nach Osten hin konnte ein Auskeilen der Fundschicht festgestellt werden. Um die Fossilführung auch nach Westen hin überprüfen zu können, wurde am 26. August nochmals der Einsatz eines Baggers (der Fa. Mengele & Söhne) notwendig, mit dessen Hilfe die Knochenlage um weitere 8 qm freigelegt werden konnte. Auf dieser Fläche waren aber nur noch ein Wirbel und ein unbestimmbares Knochenstück anzutreffen. Offensichtlich waren weitere Reste, jedenfalls auf benachbarten Flächen, nicht mehr zu erwarten. Zugleich wäre es technisch nicht mehr möglich gewesen, den Sand, der nunmehr in einer Mächtigkeit von 10 m über der Fundschicht lag, abzutragen.

Die Grabung wurde deshalb am Abend des 26. August eingestellt.

Ergebnis der Grabung

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß alle *Mastodon*-Skelettreste von einem Individuum stammen. Abgesehen vom Schädel, von dem nur einige Knochenstücke, die Oberkieferzähne und der Unterkiefer vorliegen, ist das Skelett ziemlich vollständig erhalten. Da die Präparation noch nicht abgeschlossen ist, kann hier erst eine vorläufige Übersicht über die Funde gegeben werden, die sich vor allem auf die bereits im Gelände durchgeführten Bestimmungen stützt:

Schädel: obere Molaren, 1 Stoßzahn, Knochenstücke, vollständiger Unterkiefer;

Wirbelsäule: etwa 15 Wirbel, Sacrum, etwa 30 Rippen;

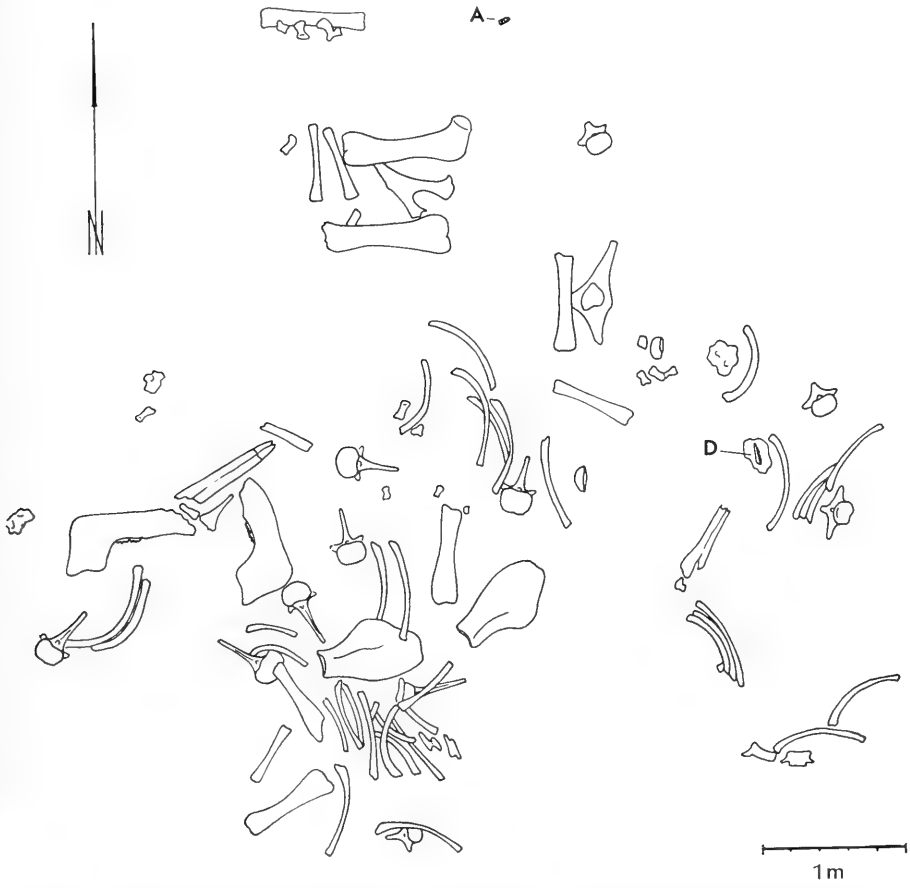


Abb. 3: Fundlage des *Mastodon*-Skeletts, rekonstruiert nach photographischen Aufnahmen. A = *Anchitherium;* D = *Dorcatherium.* Die vermutliche Lage des Schädels ist links unten anzunehmen.

Schultergürtel und Vorderextremität: 2 Scapulae, 2 Humeri, 2 Radii, 2 Ulnae, mehrere Handwurzel-, Mittelhand- und Phalangenknochen;

Becken und Hinterextremität: beide Beckenhälften, 2 Femora, 2 Tibiae, 2 Fibulae, mehrere Fußwurzel-, Mittelfuß- und Zehenknochen, 2 Kniescheiben.

Einige der fehlenden Teile, wie Wirbel, Rippen und Sternum, könnten sich noch unter den im Gelände nicht ansprechbaren und z. Zt. noch nicht freipräparierten Stücken finden. Die Vollständigkeit des Skeletts verdeutlicht, daß es sich um einen für Bayern einzigartigen Fund handelt. Eine Skelettmontage ist möglich und für später vorgesehen.

Den Umfang der Grabungsarbeiten, die z. T. unter reger Anteilnahme von Passanten und der Reisensburger Kinder, aber auch der Lokalpresse durchgeführt wurden, kann man aus folgenden Zahlen ersehen: Die fossilführende Schicht wurde auf einer Fläche von 45 qm freigelegt und abgebaut. Die zerstreut liegenden Knochen bedeckten dabei eine Fläche von 35 qm. Insgesamt waren etwa 500 cbm Sand zu bewegen. Sie entsprechen einem Gewicht von ungefähr 1000 t.

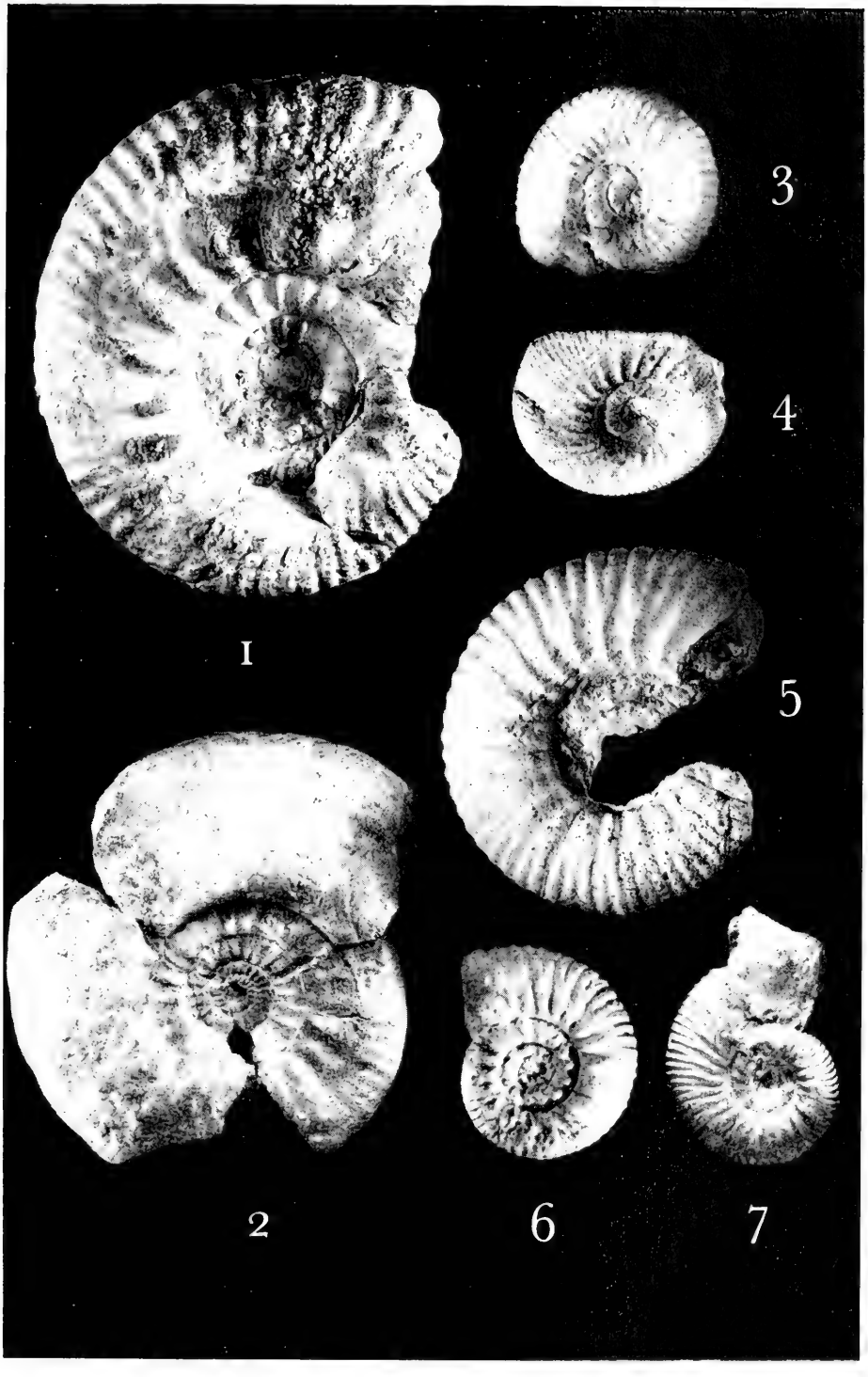
Daraus ist auch die Bedeutung der großzügigen Unterstützung zu ermessen, die uns Herr Karl Mengele, der Inhaber der Maschinenfabrik A. Mengele & Söhne, Günzburg, zuteil werden ließ. Er gab nicht nur die Erlaubnis zur Grabung, sondern stellte an mehreren Tagen einen Bagger und Hilfskräfte kostenlos zur Verfügung. Darüber hinaus waren er selbst als auch sein Mitarbeiter Herr Ing. F. Hauser bei der Beschaffung von Planierraupen behilflich. Herr Ing. Hauser leitete außerdem den Einsatz der Maschinen.

Ohne diese Hilfe hätte die Grabung nicht durchgeführt werden können. Dafür sei unser besonderer Dank ausgesprochen.

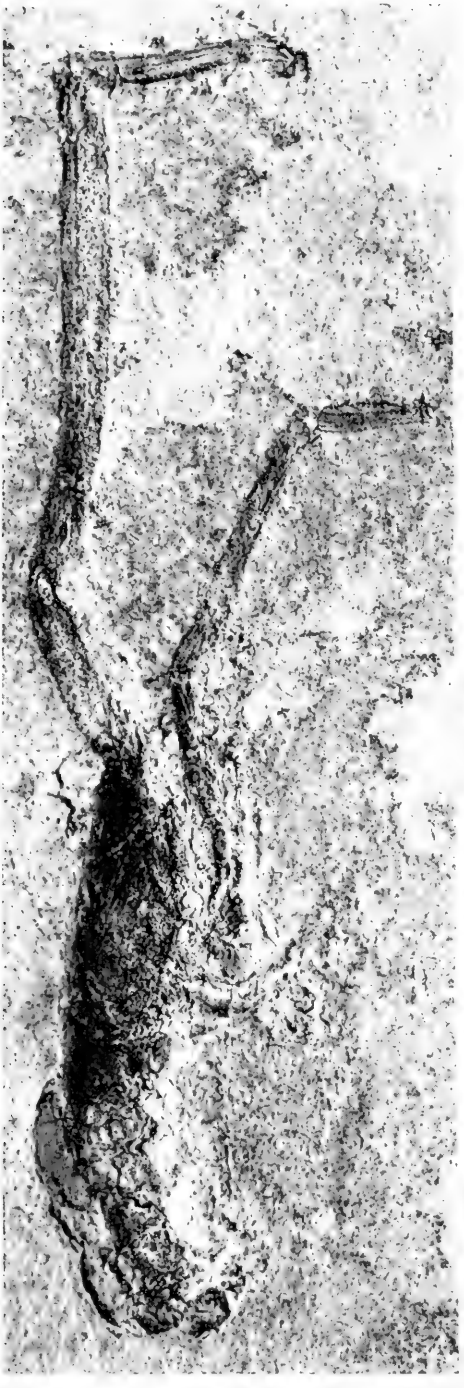
Nicht zuletzt aber danken wir dem Entdecker der Fundstelle, dem 10jährigen Peter Mössle aus Reisensburg, für seine Aufmerksamkeit und dem Kreisheimatpfleger von Günzburg, Herrn Josef Weizenegger, für die Meldung des Fundes.

Literatur

Dehm, R.: Die Säugetier-Faunen in der Oberen Süßwassermolasse und ihre Bedeutung für die Gliederung. — Erläut. Geol. Übersichtskt. der Süddeutsch. Molasse. Bayer. Geol. Landesamt München, 81—88, München 1955.



SCHAIRER, G.: Rasenien aus der platynota-Zone . . . . **Tafel 1**

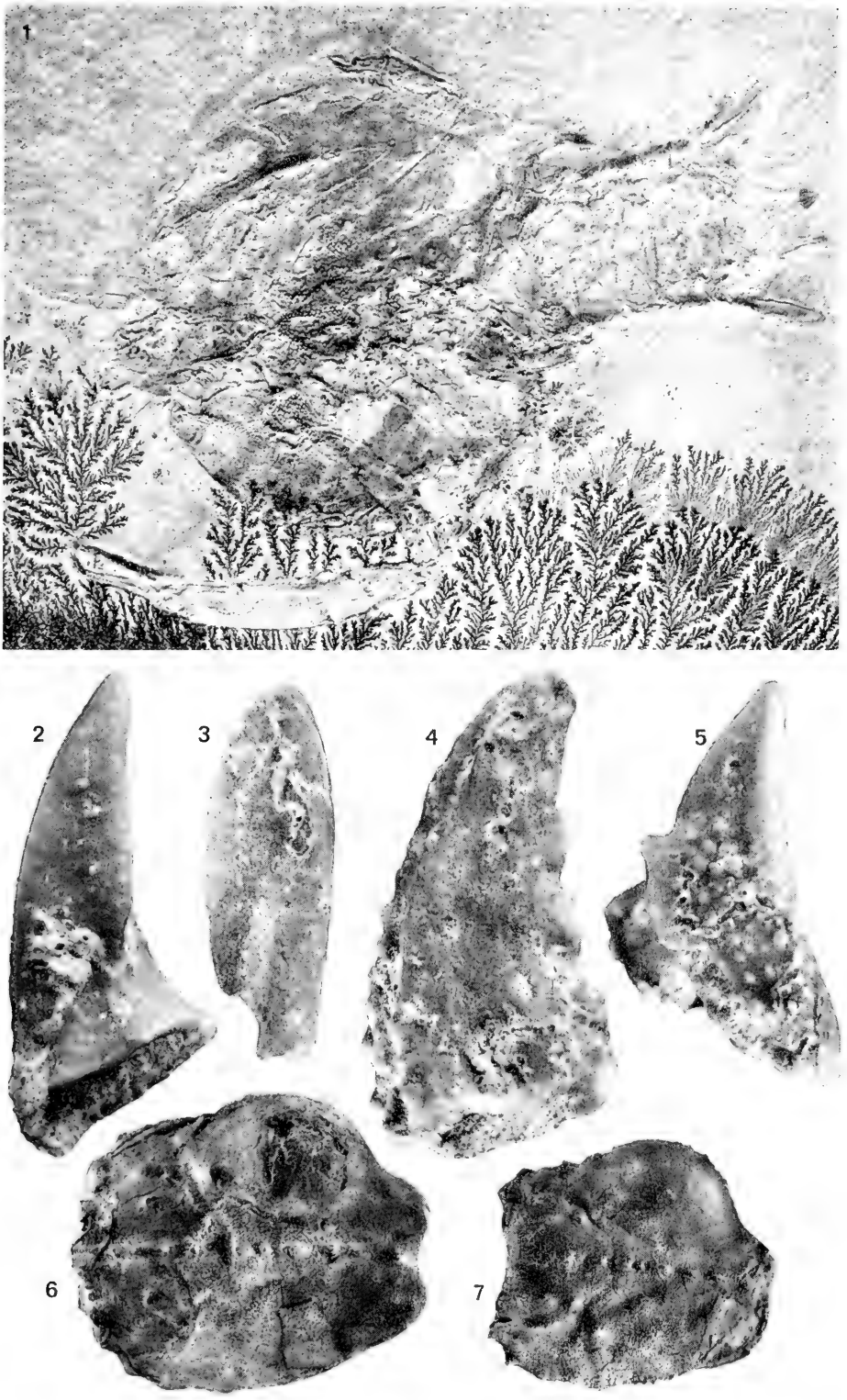


1

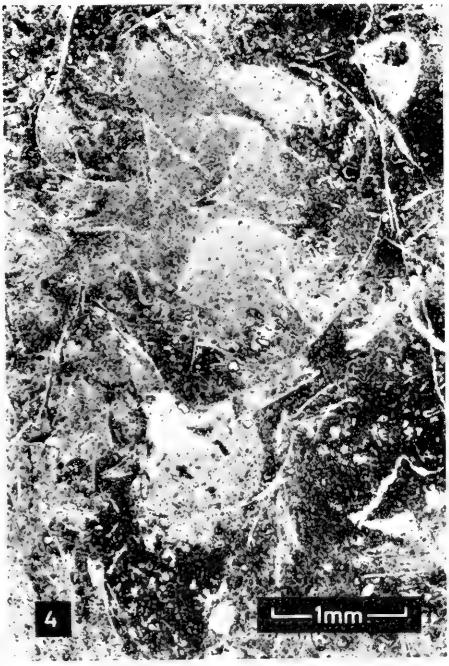
2

3

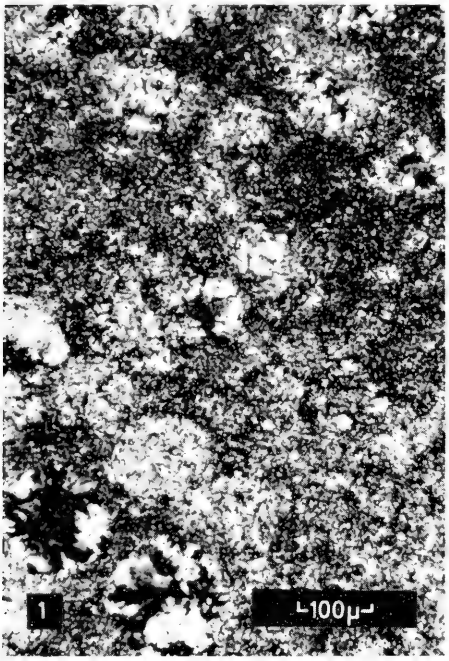
FÖRSTER, R.: Epökie, Entökie, Parasitismus und Regeneration bei fossilen Dekapoden. **Tafel 2**

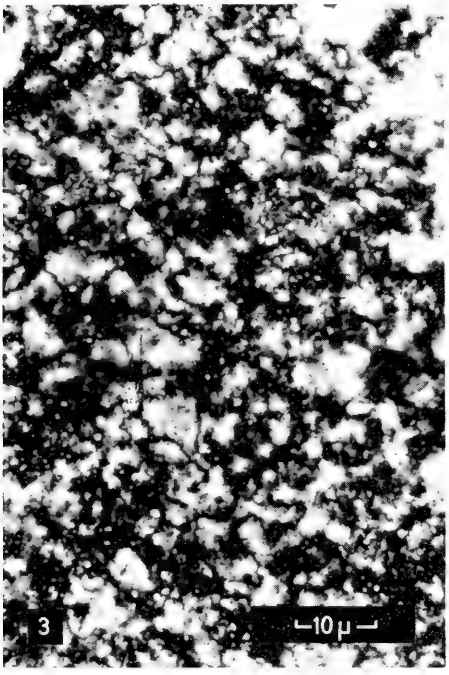


FÖRSTER, R.: Epökie, Entökie, Parasatismus und Regeneration bei fossilen Dekapoden. **Taf. 3**



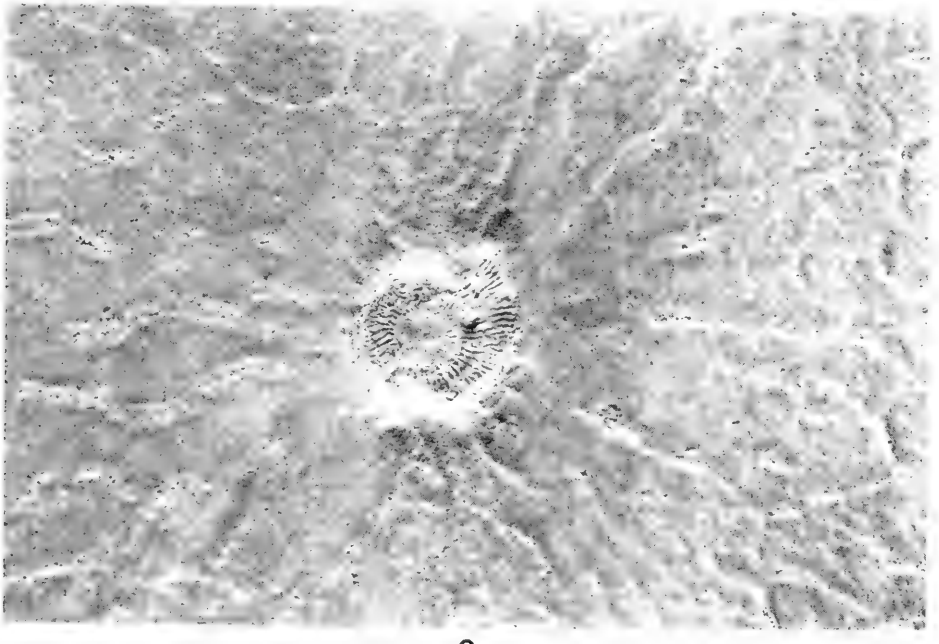
FISCHER, R.: Roter Ammonitenkalk und Radiolarit aus dem unteren Dogger . . . . **Tafel 4**



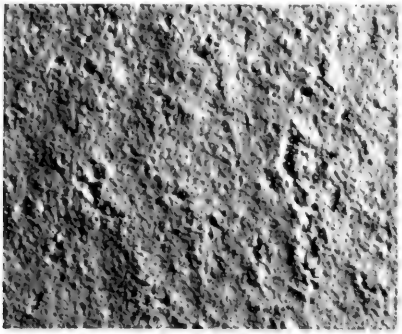


FISCHER, R.: Roter Ammonitenkalk und Radiolarit aus dem unteren Dogger . . . . **Tafel 5**

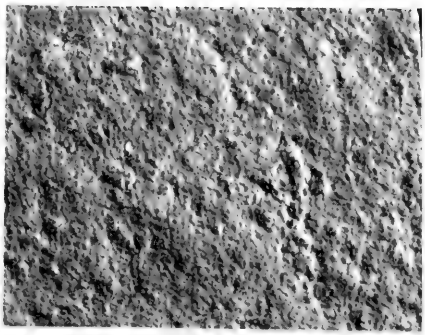
1



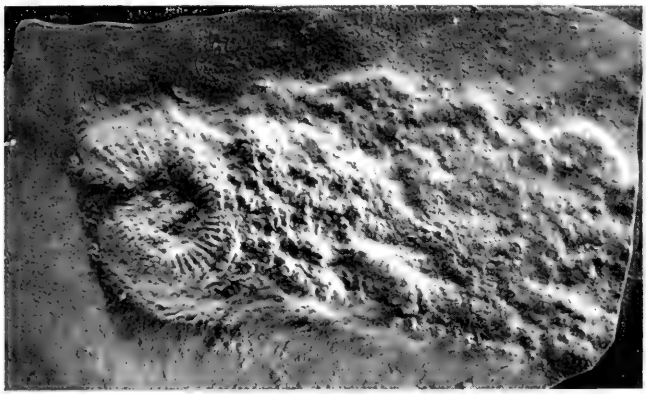
2



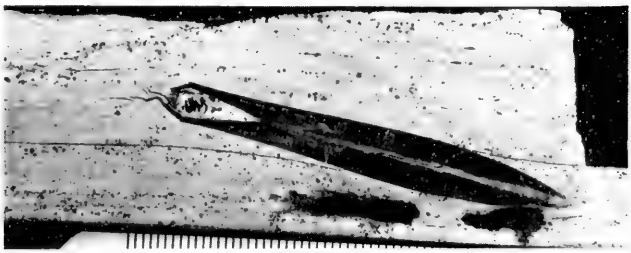
1



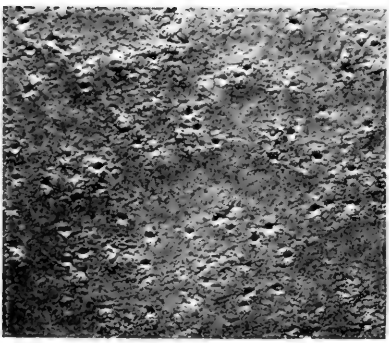
2



3



4

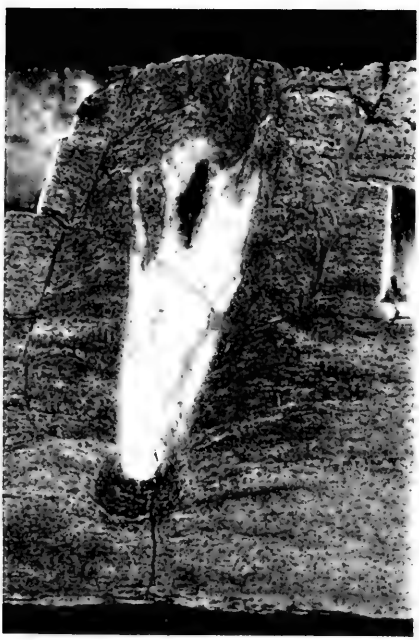


5

6

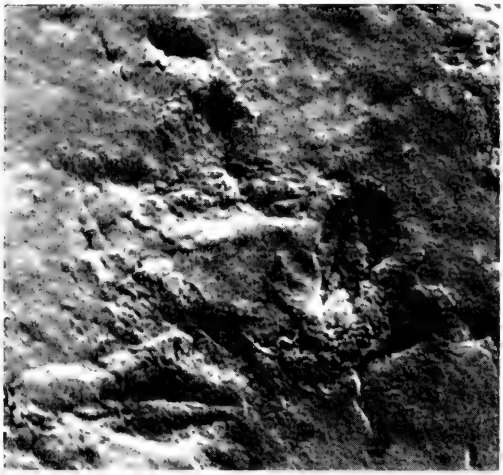
JANICKE, V.: Biotop der Solnhofener Plattenkalke **Tafel 7**

1

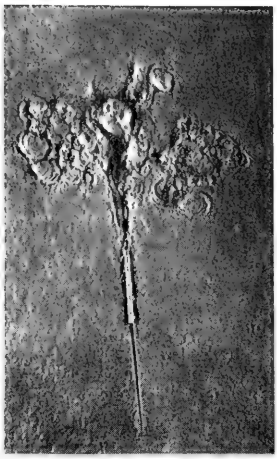


2

3



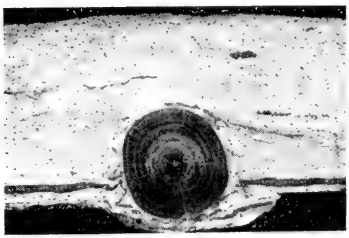
1



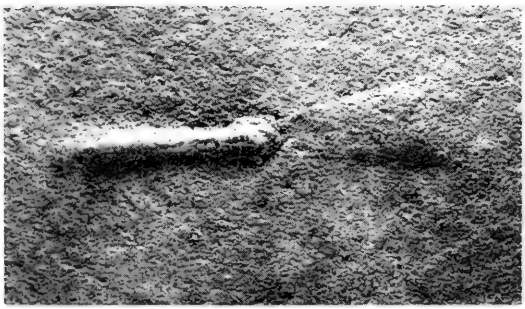
2

3

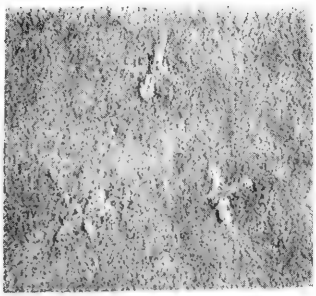
4



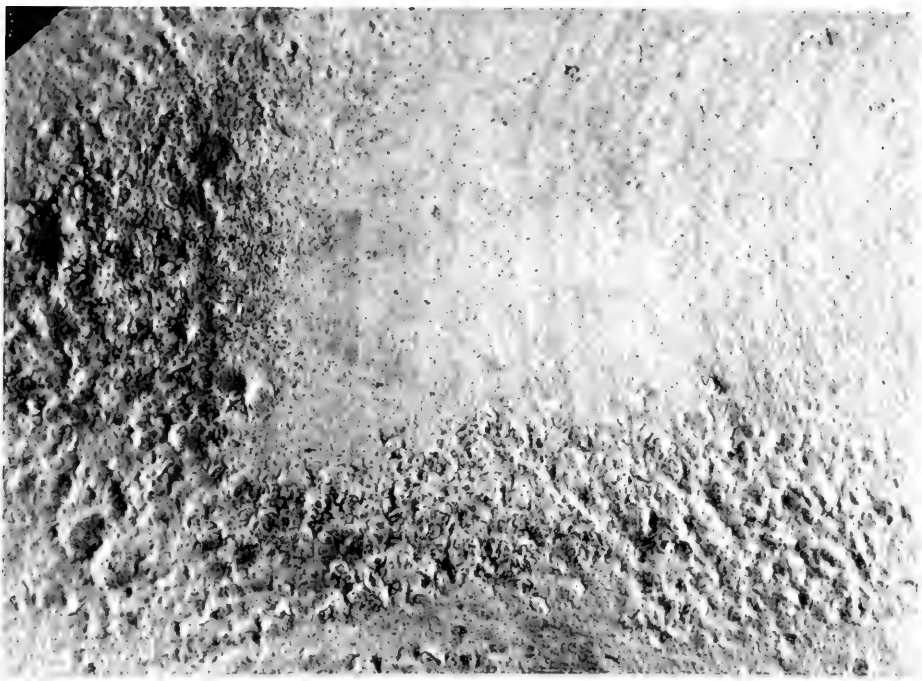
5



6

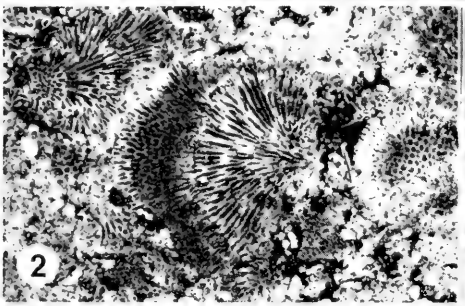


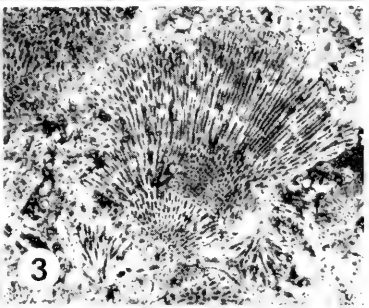
7

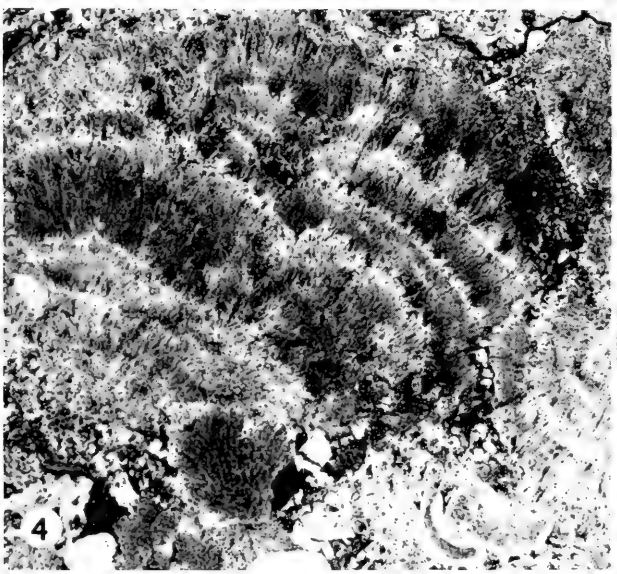


1

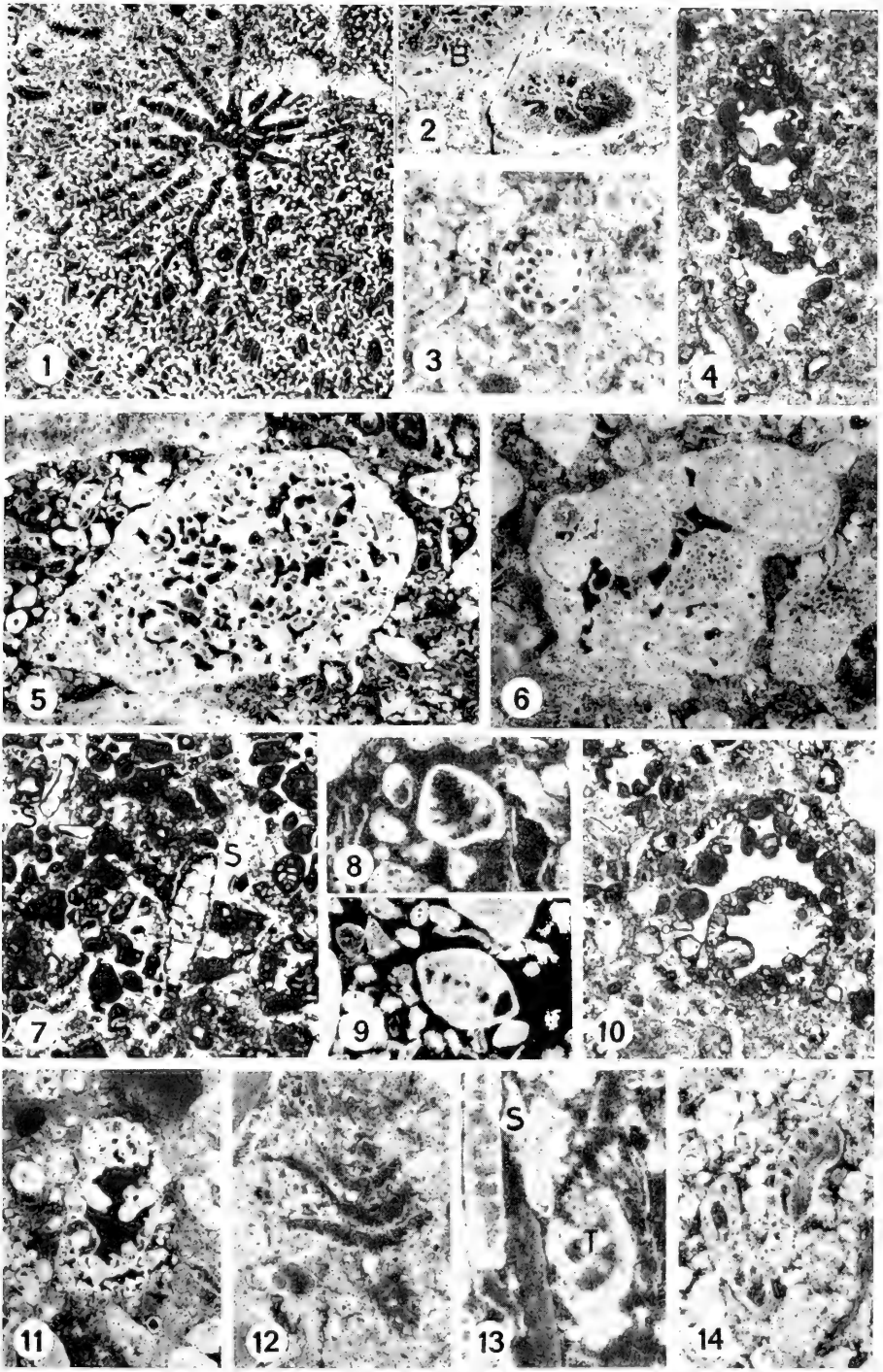
2







Schairer, G. & Lupu, M.: Mikrofazielle Untersuchungen in untertithonischen Kalken von Kapfelberg **Tafel 11**



Schairer, G. & Lupu, M.: Mikrofazielle Untersuchungen in untertithonischen Kalken von Kapfelberg

Tafel 12

Gesamtherstellung: Gebr. Geiselberger, Altötting

SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES

SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES

SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
3 9088 01428 9458